

IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

AMBRÓZY P. (Budapest), BAUR, F. (Bad Homburg), BERGERON, T. (Uppsala), BESSEMOULIN, M. J. (Paris), BODOLAI I. (Budapest), BOSSOLASCO, M. (Genova), BÖHME, W. (Potsdam), BUDYKO, M. I. (Leningrad), ČADEŽ, M. (Beograd), CZELNAI R. (Budapest), DAVITAJA, F. F. (Tbiliszi), DONEAUD, A. (București), GÖTZ G. (Budapest), HROMOV, SZ. P. (Moszkva), JAHO, S. (Tirana), KONČEK, M. (Bratislava), KOZÁK B. (Budapest), KRASZTANOV, L. (Szófia), LOGVINOV, K. (Kijev), MÄDE, A. Halle/Saale), VAN MIEGHEM, J. (Bruxelles), NGUYEN-XIEN (Hanoi), OKOLOWICZ, W. (Warszawa) PASZYNSKI, J. (Warszawa), PÉCZELY GY. (Szeged), RÁKÓCZI F. (Budapest), STEINHAUSER, F. (Wien), STELCZER K. (Budapest), SZEPESI D. (Budapest), TAKEUCHI, K. (Tokyo), TUVDENDORZS D. (Ulan-Bator), VARGA-HASZONITS Z. (Budapest), VITEK, V. (Praha), WHITE, R. M. (Rockville).

ELNÖK:

DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:

LŐRINCZ A. (BUDAPEST)

80. ÉVFOLYAM

3

1976. MÁJUS – JÚNIUS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT BUDAPEST

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT

IDŐJÁRÁS

80. ÉVFOLYAM

3

1976. MÁJUS — JÚNIUS

BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

E SZÁM SZERZŐI

DR. ANTAL EMÁNUEL kandidátus, a Központi Légtérfizikai Intézet tud. főosztályvezetője, *Budapest*; DR. TÓTH ERZSÉBET, a Hő- és Vízháztartás Kutató osztály vezetője, *Budapest*; DR. M. OLBERG, a Berlini Humboldt Egyetem Meteorológiai és Geofizikai Intézete, *Berlin*; L. LEVKOV, a matematikai és fizikai tudományok kandidátusa, a Bolgár Tudományos Akadémia Geofizikai Intézetének tud. munkatársa, *Szófia*; PHAM VAN NGHIEN kandidátus, a Vietnami Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Szolgálat, *Hanoi*; DR. RÁKÓCZI FERENC kandidátus, az Eötvös Loránd Tudományegyetem adjunktusa, *Budapest*; PRÁGER TAMÁS, a Központi Meteorológiai Intézet tud. segédmunkatársa, *Budapest*; DR. SIMON ANTAL, az OMSZ tud. csoportvezetője, *Budapest*.

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

TARTALOM

<i>Antal Emánuel—Tóth Erzsébet</i> : A Balaton és a Fertő tó hőháztartása és párolgása	125
<i>Olberg, M.</i> : A Baur-féle közép-európai havi hőmérsékleti anomáliásor magmaradási hajlamáról ...	134
<i>Pham Van Nghien</i> : Tájfunok elhelyezkedésének és mélységének megállapítása műholdképek alapján	144
<i>Levkov, L.</i> : Az adszorbeált víz hatása a magvak jégképző aktivitására	151
<i>Rákóczi Ferenc—Práger Tamás</i> : A felszíni légnyomás és a geopotenciál területi átlagának idősora Európában	154
<i>Simon Antal</i> : A légköri aeroszol részecskék tömegkoncentrációja, ülepedési sebessége és tartózkodási ideje a troposzférában	162
<i>Rákóczi Ferenc</i> : Az örvényesség és a balansz-egyenlet súrlódásos áramlás esetén	169
A Meteorológiai Világszervezet állásfoglalása az ózonréteg emberi tevékenység okozta módosulásáról	171

Irodalom

<i>Simor Ferenc—Kéri Menyhért</i> : A Mecsek hegység éghajlata (<i>Péczely György</i>)	175
<i>Hänsel, Chr.</i> : Éghajlatváltozások — jelenségformák és okok (<i>Farkas Amália</i>)	175
<i>Andrejev, V.—Pancsev, Sz.</i> : A légköri termik-áramlások dinamikája (<i>Aujeszky László</i>)	176
<i>Meteorológiai kutatások</i> : A mezoszféra és a mezoszférikus felhők fizikája (<i>Aujeszky László</i>)	176
<i>Péczely György</i> (szerk): Acta Universitatis Szegediensis (<i>Kéri Menyhért</i>)	176
<i>Szuróczi Zoltán</i> : Meteorológiáról kertészkedőknek — (Éghajlat, időjárás és a kert) (<i>Bartháné Kmetykó Katalin</i>)	177

Krónika

Légszennyeződésmeteorológiai kutatásokat koordináló KGST-ülés Budapesten (*Gajzágó László*) — Az MMT 44. közgyűlése (*Bozó P.*) — A XVI. Meteorológiai Világnap (*Tóth E.*) — Jacob Bjerknes 1897—1975 (*Götz G.*) — Az OMSZ és az ELTE Természettudományi Karának együttműködési szerződése (*Szakály J.*) — INTERKOZMOSZ-szimposium és munkaértekezlet (*Major Gy.*) — Bucsy József nyugalomba vonult (*Farkas A.*) — Magyar Balneológiai Egyesület (*Kéri M.*) — A Magyar Meteorológiai Társaság Agrometeorológiai szakosztálya (*Dávid A.*) — Agrometeorológiai tanulmányút (*Endrődi G.*) — A Magyar Meteorológiai Társaság választmánya (*Bozó P.*) — A Magyar Meteorológiai Társaság szegedi csoportja (*Kiss Á.*) — A meteorológiai Világszervezet Alaprendszerek Bizottsága munkacsoportjainak ülései (*Tölgyesi I.*)

178

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

CONTENTS — INHALT — SOMMAIRE — СОДЕРЖАНИЕ

<i>Antal, E.—Tóth, E.</i> : Heat Balance and Evaporation of the Lakes Balaton and Fertő.....	125
<i>Olberg, M.</i> : Zum Persistenzverhalten der Monatsmitteltemperatur-Abweichungen für Mitteleuropa nach Baur (Deutscher Text)	134
<i>Pham Van Nghien</i> : Determination of the Position and Deepnes of Typhoons on the Basis of Satellite Pictures	144
<i>Левков, Л.</i> : Об одном случае влияния адсорбированной воды на льдообразующую активность ядер (По—русски)	151
<i>Rákóczi, F.—Práger, T.</i> : Time Series of the Territorial Average of Surface Pressure and Geopotential Height in Europe	154
<i>Simon, A.</i> : Mass Concentration, Sedimentation Velocity of Atmospheric Aerosol Particles and their Residence Time in the Troposphere	162
<i>Rákóczi, F.</i> : Vorticity and Balance Equations in the Case of Frictional Flow.	169
WMO Statement on Modification of the Ozone Layer Due to Man's Activities and Some Possible Geophysical Consequences (Hungarian Text).....	171
L i t e r a t u r e	
<i>Simor, F.—Kéri, M.</i> : Das Klima des Mecsek Gebirges (<i>Gy. Péczely</i>)	175
<i>Hänsel, CHR.</i> : Klimaänderungen — Erscheinungsformen und Urschen (<i>A. Farkas</i>)	175
<i>Андреев, В.—Панчев, С.</i> : Динамика атмосферных термиков (<i>L. Aujeszky</i>)	176
<i>Метеорополические исследования: Физика мезосферы и мезосферных облаков</i> (<i>L. Aujeszky</i>) ...	176
<i>Péczely, Gy. (red)</i> : Acta Universitatis Szegediensis (<i>M. Kéri</i>)	176
<i>Szuróczky, Z.</i> : Über Meteorologie für Gärtlern—(Klima, Wetter und der Garten) (<i>K. Kmetykó</i>)	177
C h r o n i c l e	178

IDŐJÁRÁS

80. ÉVFOLYAM 3. SZÁM 1976. MÁJUS—JÚNIUS

A Balaton és a Fertő tó hőháztartása és párolgása*

ANTAL EMÁNUEL és TÓTH ERZSÉBET, Központi Légtérfizikai Intézet, Budapest

Heat Balance and Evaporation of the Lakes Balaton and Fertő. The results of investigation on the heat balance and evaporation of lakes being in causal relation are contained in the study demonstrated on the Lakes Balaton and Fertő. Based on measurements of radiation and heat balance done above the water surface and in the surroundings of the Lakes it is pointed out that though the Lake Balaton got a greater quantity of energy by radiation and in the first part of the summer half-year a greater quantity from this was devoted to the warming up of the Lake due to its greater mass of water, the evaporation of the Lake remained below that of the Fertő. But from August on to the energy of radiation on the Balaton was added the heat stock reserved in the Lake so its evaporation surpassed that of the Fertő. This fact is proved by the results of the evaporation calculating methods worked out for the two lakes separately. The time series of evaporation was produced for 40 years. According to the calculated data the average evaporation of the Lake Balaton is 860 mm from which a deviation of ± 200 mm can occur depending on the weather. The average evaporation of many years on the Lake Fertő is 901 mm, the 90 per cent of which i.e. 807 mm falls to the period of April—October.

*

Тепловой баланс озер Балатон и Фертё и испарение с их поверхности. Приводятся результаты исследований теплового баланса озер и связанных с ним условий испарения для озер Балатон и Фертё. По данным измерений радиации и теплового баланса, проведенных в 1971—1974 гг. в районе указанных озер обнаружено, что хотя Балатон получает несколько больше энергии от радиации, причем, в связи с более значительной массой его воды, в первой половине летнего полугодия из этой энергии больше расходуется на нагревание воды, все же в течение этого же периода испарение с его поверхности уступает испарению с поверхности более мелкого озера Фертё. Однако, начиная с августа месяца, к энергии, солнечной радиации, прибавляется запас тепла, хранящегося в озере, вследствие чего испарение уже превышает испарение с поверхности озера Фертё. Это подтверждается результатами эмпирических методов вычисления испарения, разработанных отдельно для обоих озер. Ряды данных об испарении охватывают 40 лет. Подсчеты показывают, что многолетнее среднее испарение с поверхности Балатона составляет 860 мм в год; в зависимости от условий данного года могут встречаться отклонения от этой величины, достигающие ± 200 мм. Среднее испарение с поверхности озера Фертё составляет 901 мм, 90% от которого, т. е. 807 мм, приходится на период апрель—октябрь.

*

A tavak és víztárolók medrének, illetve vízszintjének szabályozása a vízmérleg tudományosan megalapozott feltárását teszi szükségessé. Ebben a témakörben a hidrometeorológia elsősorban a legnagyobb bevételi és kiadási komponens, azaz a csapadék és a párolgás mérésében, illetve ezek idő- és térbel változásának meghatározásában érdekelt. A tanulmány a tavak hőháztartás

* A meteorológiai tudományos napokon, 1975. nov. 11-én elhangzott előadás.

rendszerét, s az ezzel okozati összefüggésben levő párolgási viszonyokat feltáró kutatási eredményeket mutatja be a Balaton és a Fertő tó példáján. E két tó kiterjedése, mélysége, víz színe, vízinövényekkel való borítottsága alapvetően eltér egymástól. Manapság a Balaton-kutatások főként a víz minőségének javítására, és a vízi életközösség megmentésére irányulnak, a Fertő tavon pedig a Magyar Tudományos Akadémia Fertő-táj fejlesztési programja keretében egy új üdülőkörzet kialakítását célozzák, többek között a Fertő tó vízszintjének szabályozásával, fürdésre, vízisportra alkalmassá tételével.

Valamely természetes vagy mesterséges tó vízmérlegét az egyszerűsített

$$\Delta K = C_s + H - L - P \quad (1)$$

egyenlet írja le, ahol ΔK a készlet változása a vizsgált időszakban, C_s a tóra hulló csapadék, H a felszíni és a felszín alatti hozzáfolyás, L a természetes és a mesterséges túlfolyás, illetve leeresztés, P a párolgás. Amilyen egyszerű a mérleget kifejező (1)-es egyenlet felírása, olyan nehéz a benne szereplő tagok helyes számértékének megállapítása. A mérleg sokévi átlagban rendszerint jó közelítéssel meghatározható, ám rövidebb időtartamra nehéz elfogadható pontosságot elérni. Különösen vonatkozik ez a párolgásra. A felszín alatti hozzáfolyás és elfolyás meghatározására pedig nincs vitathatatlan érvényű és megbízható adatokat nyújtó eljárás. A több évig tartó kutatások feladata volt a lehető legmegbízhatóbb eredményeket adó módszerek kidolgozása a tavak párolgási veszteségének meghatározásához.

A Balaton párolgásának évi összegére már a múltban is közöltek adatokat. Alkalmazták többek között a Wild-féle párolgásmérőt, különböző vízháztartási számításokat végeztek, és empirikus formulákat használtak, sőt, *Havalda* (1930) közvetlen mérési adatokra is támaszkodhatott. Az 1929-ben a siófoki öbölben működtetett, fából készült úszó-párolgásmérővel végzett megfigyelések alapján megállapította, hogy a Balaton vízfelületéről a hullámzás és a párolgás együttes hatása folytán négyszer akkora a vízveszteség (2000 mm/év), mint amekkorát a siófoki meteorológiai állomáson elhelyezett Wild-párolgásmérővel mértek (500 mm/év). Az azóta végzett újabb kutatások szerint mindkét számérték hamisnak bizonyult. Az akkori, kezdetleges úszó-párolgásmérő adata tehát ugyanúgy nem volt alkalmas a Balaton tényleges párolgásának meghatározására, mint a hőmérőházban elhelyezett *Wild*-féle párolgásmérő. Tudomásunk szerint azóta sem próbálkoztak a Balaton párolgásának közvetlen mérésével. A számításokhoz rendelkezésre álló adatok hiányosságai miatt a tó felszínéről elpárolgó víz becsült értékei így igen tág határok között (500–2500 mm/év) ingadoztak.

Elfogadható pontossággal *Szesztay* (1962) adta meg első ízben a Balaton sokévi és havonkénti átlagos párolgását a vízháztartás összetevőinek számbavételével és *Meyer* empirikus képletével. Levezette a havonkénti párolgás idősorát is az 1921–1958 közötti időszakra. A kapott adatok alapján *Szesztay* a Balaton évi párolgási veszteségének sokévi átlagát 900 mm-re becsülte.

A tó energiaháztartásának számbavételével hasonló eredményre jutott *Antal* (1963), aki az 1901–1950-es időszakra 904 mm-re számította a tó sokévi átlagos párolgását. A hóháztartási módszerrel kapott párolgás havi összegei a nyári időszakban valamelyest magasabbnak, a tavaszi hónapokban pedig alacsonyabbnak adódtak, mint a vízháztartási mérleg alapján számított értékek.

A hónapnál rövidebb időszakok (nap, óra) párolgását a Meteorológiai Intézet által 1958–1962 között folytatott Balaton-kutatás során, a parton, mólón és hajón végzett meteorológiai mérések alapján határozták meg turbu-

lens diffúziós és hőháztartási módszerrel (Antal, 1962, Tóth, 1963, Endrődi és Tóth, 1964). Ezek a terepklimatológiai mérések, valamint az 1901–1950-es időszak éghajlati megfigyelései szolgálták alapadatként a Balaton sugárzás- és hőháztartási rendszerének feltárásához is. A vizsgálatok eredményeiről a „Balaton éghajlata” c. kiadvány 3. fejezete ad részletes áttekintést (Béll–Takács, 1974, szerk.).

A Vizgazdálkodási Tudományos Kutató Intézettel együttműködve, illetve megbízásából ezen előzmények után kezdtük el 1971-ben a Balaton hidrometeorológiai rendszerének újabb vizsgálatát, azaz a tó sugárzás-, hő- és párolgási viszonyainak tüzetesebb feltárását.

A Fertő tó magyar szakaszán viszont rendszeres hidrometeorológiai adatgyűjtés 1969-ig nem folyt. Az osztrák tószakaszon is csak 1966-ban kezdték el a tó meteorológiai sugárzás-, hő- és vízháztartási mérlegének feltárására irányuló kutatásokat, illetve méréseket (Mahringer, 1969, Newwirth, 1971, Dobesch, 1973, Dobesch und Newwirth, 1975). E tó és környezete hidrometeorológiai vonatkozású kérdéseinek tisztázására, ezen belül a párolgás meghatározására irányuló munkát a Magyar Tudományos Akadémia Fertő-táj Bizottságának ösztönzésére 1969-ben kezdte el az ÖMSZ Központi Légműfizikai Intézete, együttműködve az Észak-dunántúli Vízügyi Igazgatósággal. A tó vízfelszíne fölött és a nádas övezetben, továbbá a parti sávban végrehajtandó meteorológiai megfigyelések, illetve sugárzás- és hőháztartás mérésekhez 3 hidrometeorológiai mérőhelyet és egy komplex hőháztartásmérő bázisállomást létesítettünk 1969–70-ben. Ezek az állomások szolgáltatták a Fertő tó magyar szakaszán megindult hidrometeorológiai kutatások alapanyagát. A kezdeti vizsgálatok a Fertő tó sugárzásháztartásának, hőháztartásának és párolgási rendszerének feltárására irányultak (Antal, Endrődi, Posza, Tóth, 1974; Dávid, Kozma, 1974; Tóth, Endrődi, Posza, 1973; Kozma und Tóth, 1975), de később kiterjedtek a nádas övezet evapotranspirációjának meghatározására is.

A Balaton és a Fertő tó energiaháztartása

A Balaton sugárzás- és energiaháztartásának kutatásával a jelen vizsgálatokat megelőzően – mint említettük – már 1958–1962 között is foglalkoztunk (Antal, 1962; Antal, 1963; Endrődi, Tóth 1964; Tóth, 1963). Ezekkel a vizsgálatokkal akkor főként a tónak a parti sávra gyakorolt éghajlatmódosító hatását kívántuk kimutatni energetikailag megalapozottan, másrészt feladatunk volt a párolgás tetszőleges időszakokra vonatkozó értékeinek meghatározására alkalmas módszerek kidolgozása. E korábbi eredmények pontosítása és a módszerek fejlesztése céljából végeztük ismételt kutatásainkat a sugárzás- és energiaháztartás feltárására a Balatonon 1971-től 1974-ig, illetve indítottunk új vizsgálatokat a Fertő tavon 1969-ben. Feladatunk volt az

$$R = LP + Q_1 + Q_{v+t} \quad (2)$$

energiához tartozó egyenleg összetevőinek meghatározása, különös tekintettel a párolgásra fordított hőre (LP). A (2) egyenletben R a sugárzási egyenleg, Q_1 a levegő hőforgalma, Q_{v+t} pedig a víz és a víz alatti talaj hőforgalma. A sugárzási egyenleg és valamennyi sugárzási összetevő regisztrálására a vízfelszín fölé épített mérőbázison elhelyezett termooszlopokat és hatszínirókat használtunk mindkét tavon. Itt folyt a vízhőmérséklet regisztrálása is különböző szintekben és az iszapban is.

Mérési és megfigyelési adataink birtokában a (2) képlet R és Q_{v+t} összetevőit megbízható módon állíthattuk elő. A Q_1 meghatározásához azonban bo-

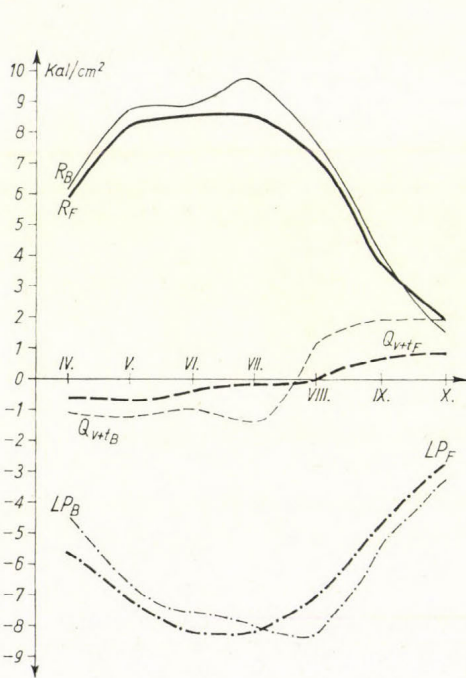
nyolcultabb eljárás szükséges. A gyakorlati számítások esetében ezt az összetevőt kiküszöbölhetjük. A párolgásra fordított hőnek és a levegő turbulens hőcseréjének meghatározására az

$$LP = f(u) \cdot (e_o - e) \quad (3)$$

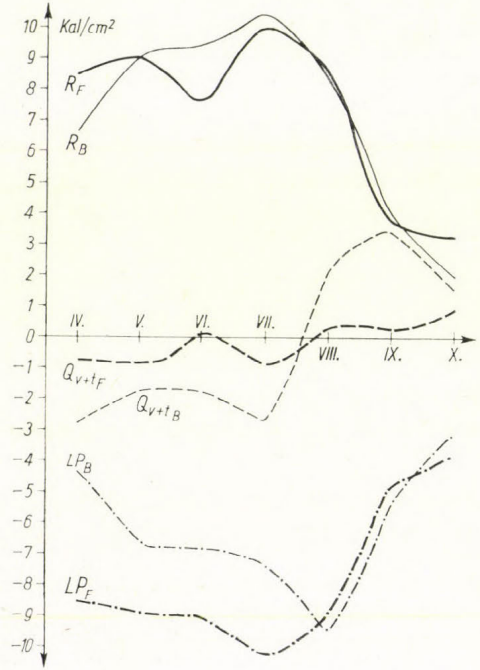
$$Q_l = f(u) \cdot (t_o - t) \quad (4)$$

általános összefüggéseket írhatjuk fel, amelyből

$$\frac{Q_l}{LP} = \beta = \gamma \frac{t_o - t}{e_o - e} \quad (5)$$



1. ábra. Az R , a Q_{v+t} és az LP hőháztartási összetevők évi menete a Balatonon és a Fertő tavon (1971–1974-es átlagok)



2. ábra. Az R , a Q_{v+t} és az LP hőháztartási összetevők menete 1971-ben a Balatonon és a Fertő tavon

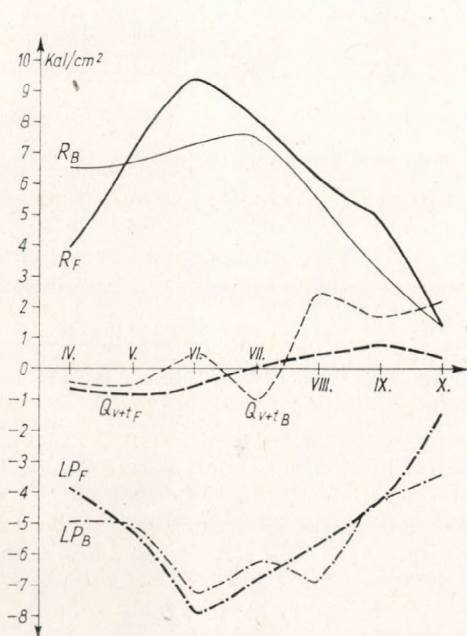
Az (5)-ből kifejezve a Q_l értékét és behelyettesítve a (2)-es egyenletbe kapjuk a párolgás számítására alkalmas hőháztartási módszert, miszerint

$$LP = \frac{R - Q_{v+t}}{1 + \beta} \quad (6)$$

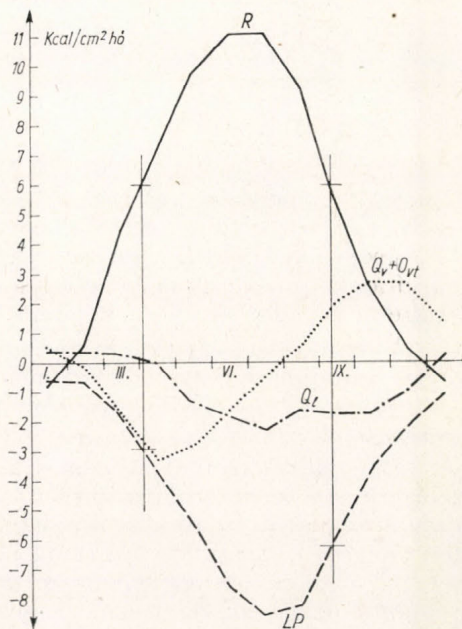
Itt ismeretlen csak a *Bowen-arány* (β) maradt, amelynek értékét az (5)-ös összefüggésből kapjuk a léghőmérséklet és a párányomás függőleges gradiensek ismeretében. A β számításához tehát mérni kell a vízfelszín hőmérsékletét (t_o), a léghőmérsékletet (t) és a légnedvességet (e) a vízfelszín fölött 2 m magasságban, illetve számítani kell a vízfelszín hőmérsékletéhez tartozó telítési párányomás értékét (e_o). Az (5) képletben levő pszichometrikus állandó (γ) értéke 0,486

A két fő hőháztartási összetevőinek évi menetét az 1., 2. és 3. ábrán mutatjuk be az intenzív párolgási időszakot jelentő április–október periódusban.

Az 1971–74-es időszak átlagértékei szerint a sugárzás útján nyert energiában a Balaton valamivel gazdagabb volt, mint a Fertő tó térsége. A mélyebb Balaton a nagyobb víztömege révén a nyári félév első felében több hőt is fordított a víz és a víz alatti talajrétegek fölmelegítésére, s következésképpen ugyanezen időszakban a párolgásra kevesebb energia jutott itt, mint a sekélyebb vizű Fertő tóban. Augusztusban azonban a sugárzási hőforgalmat számottevően megnövelte a Balatonban tárolt hőkészlet, s így az evaporációs veszteség ekkor már fölülmulta a kisebb tartalékenergiával rendelkező Fertő tó párolgását. Lényegében ezt szemlélteti az átlagosnál melegebb 1971. év példája



3. ábra. Az R , a Q_{v+t} és az LP hőháztartási összetevők menete 1972-ben a Balatonon és a Fertő tavon



4. ábra. A Balaton hőháztartási összetevőinek évi menete (1931–1960)

is (az április–október közötti 7 hónap hőmérséklete $1\text{ }^\circ\text{C}$ -kal volt magasabb a sokévi átlagnál). Ebben az évben a párolgásban és a vízhőforgalomban lényeges különbség mutatkozott a két tó között. Az 1972-es hűvös és csapadékos nyári félévben azonban már jelentősen közelebb kerültek egymáshoz a Balaton és a Fertő tó energiaháztartási összetevőit ábrázoló görbék.

A tavak vízhőforgalmának teljes évi menetét vizsgálva azt tapasztaltuk, hogy a Balaton és a Fertő tó által leadott hőenergia októbertől január végéig nagyobb, mint a sugárzási mérleg által biztosított hőkészlet. A tavak ilyenkor a környezethez képest „energiaforrásnak” tekintendők. A mélyből a vízfelszínhez érkező hő az őszi hónapokban fokozza a párolgást és melegíti a parti sávot, télen pedig kezdetben késlelteti, majd gátolja a tó fenéki történő befagyását. A koratavaszi hónapokban a víz hűti a fölötte levő légréteget, s ilyenkor a tavak „energianyelőként” viselkednek. Ennek következtében ugyanakkora beérkező sugárzás mellett az őszi hónapok párolgása nagyobb, mint a tavaszi hónapoké.

Az elmondottakat igazolja az 1931–1960. időszakra számított hőháztartási összetevők alakulása a Balatonon (4. ábra). E számításokat a korábban végzett expedíciós mérések (1958–1962), valamint a Balaton parti sávjában sok évtizede folyó éghajlati megfigyelések felhasználásával végeztük.

A Balaton és a Fertő tó párolgása

A vízgőz vertikális turbulens áramlását a

$$P = -\rho K_z \frac{\partial q}{\partial z} \quad [\text{g/cm}^2 \text{ sec}] \quad (7)$$

elméleti összefüggés írja le. Ezt az összefüggést sok kutató kidolgozta analitikus formában is. Vizsgálataink során közülük a *Monyin és Obuhov* (1954) által megadott

$$P = 1,251 \cdot f^2 \cdot \frac{(e_1 - e_2) \cdot (v_2 - v_1)}{T_v \cdot [\ln z_2/z_1]^2} \quad [\text{mm/óra}] \quad (8)$$

képletet alkalmaztuk, amelyben f egy stabilitási paraméter; az $(e_1 - e_2)$ és a $(v_2 - v_1)$ a z_1 és a z_2 magasságban mért párányomás és szélsébség különbsége, a T_v pedig a virtuális hőmérséklet. A fenti turbulens diffúziós módszerrel való számításokhoz ismernünk kell a léghőmérséklet, a légnedvesség és a szélsébség értékeit a vízfelszín fölött két szintben.

A korlátozott terjedelem miatt nincs lehetőség a szakirodalomból ismert, vagy az általunk kidolgozott valamennyi párolgászámítási módszer ismertetésére, csupán az elemzésbe bevont eljárások jól elkülöníthető csoportokba sorolását tesszük meg.

Az egyik fő csoportba azok a képletek tartoznak, amelyekkel bonyolult a számítás és nehezen hozzáférhető meteorológiai adatokat igényelnek. Igaz, a velük számított adatok viszonylag jól megközelítik a tó valódi párolgáértékeit még rövid időszakokra is (mint pl. órára, napra). Az ilyen típusú képletekben (pl. a (6) és a (8) egyenlet) szereplő meteorológiai tényezők méréséhez bonyolult és drága műszerek szükségesek, az adatigény kielégítése tehát rendkívül költséges.

A fentiekből egyértelműen következik, hogy ebbe a csoportba tartozó módszereket elsősorban kutatási feladatok megoldására és egyszerűbb képletek ellenőrzésére alkalmazzuk. Használatukra azonban mindaddig szükség van, amíg a tavak párolgását nem tudjuk mérni közvetlen módon.

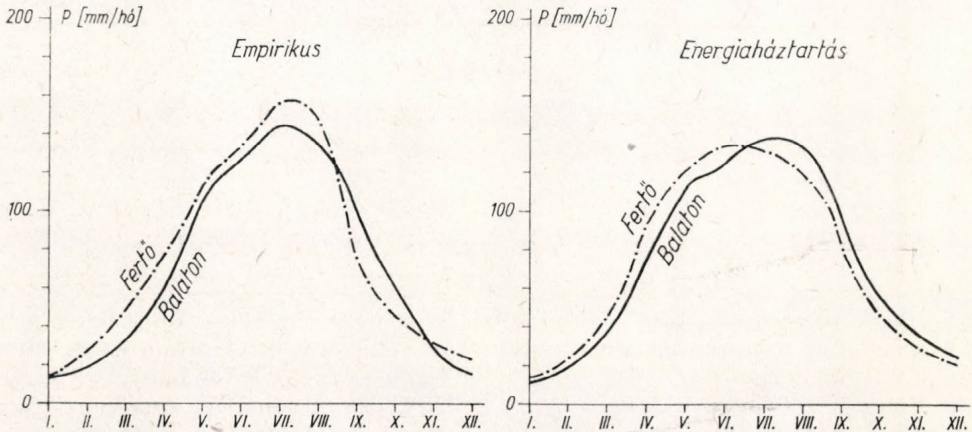
Az említett módszerek szolgáltatotta adatok ellenőrzése szempontjából igen nagy előrelépést jelentene egy olyan úszó-párolgásmérő alkalmazása, amely pontosan megadná a tó tényleges párolgását, legalábbis a viharos napok kivételével. A balatoni párolgásvizsgálatok „szakutóját” tulajdonképpen a direkt mérések hiánya jelenti. Ebben a vonatkozásban a Fertő tavon előbbre jutottunk, mivel már több éve mérünk úszó-párolgásmérővel, ám ott a 83%-os nádborítottság bonyolítja a párolgás pontos meghatározását. A nádas evapotranspirációjának rendszeres mérésére a nádövezetben elhelyezett 5 db 4 m²-es evapotranspirométert használunk.

Az evaporáció kiszámítására alkalmazható eljárások másik nagy csoportját a viszonylag egyszerű meteorológiai elemeket tartalmazó empirikus módszerek képezik. E formulákra jellemző, hogy a tó partján működő szabványos klímaállomások megfigyeléseire támaszkodnak, s az összefüggésben levő konstansokat minden tóra külön-külön le lehet vezetni.

A vizsgálatok egyik célja éppen az volt, hogy viszonylag egyszerű, de mégis jó közelítést adó empirikus képletet dolgozzunk ki a Balaton és a Fertő tó partvidékén elhelyezett klímaállomások adatainak felhasználásával. Eljárásunk a következő volt: kiindultunk a

$$P = a \cdot (e_0 - e) \cdot (b + c \cdot v) \quad (9)$$

típusú, Dalton-törvényen alapuló összefüggésből, s mivel közvetlenül mért párolgásadataink nem voltak – elegendő számú adatunk még a Fertő tavi úszópárolgásmérőből sem állt rendelkezésünkre –, az egyenlet bal oldalára a Balaton esetében a turbulens diffúziós módszerrel számított P értékeket helyettesítettük. A számítások alapanyagát a tóban levő cölöpálláson végrehajtott pro-



5. ábra. A Balaton és a Fertő tó párolgásának átlagos évi menete az empirikus és az energiaháztartási módszer szerint (1971 – 1974)

filmérések szolgáltatatták. Az egyenlet állandóit a legkisebb négyzetek módszerével határoztuk meg (Béll, Takács, szerk., 1974). A regresszióanalízis eredményeként az $a = 1$, $b = 0,33$ és $c = 0,10$ értékeket kaptuk, s így a Balaton párolgásának naponkénti értékeit a

$$P_B = (e_0 - e) \cdot (0,33 + 0,10 \cdot v) \quad [mm/nap] \quad (10)$$

analitikus képlettel számíthattuk, ahol e_0 a vízfelszín hőmérsékletéhez tartozó telítési párányomás, e_v a vízfelszín fölötti levegő párányomása, v a szélsébség napi közepe a Fuess-univerzál széliró szintjében. Itt mindhárom meteorológiai elem területi átlagot jelöl.

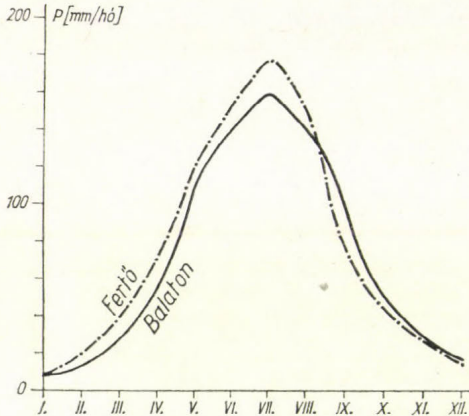
A Fertő tavi képlet kidolgozásakor bázisadatnak az energiaháztartási módszerrel kapott párolgásértékeket tekintettük. Az egyéb meteorológiai elemek adottak voltak, s így az energetikai úton meghatározott P értékeket a baloldalra téve, a párolgás meghatározására a

$$P_F = 0,55 \cdot (E - e)^{0,9} (1 + \alpha t)^9 (1 + 0,015 \cdot v)^2 \quad [mm/nap] \quad (11)$$

összefüggést kaptuk (Tóth, Endrődi és Posza, 1973), amelyben $(E - e)$ a telítési hiány napi közepe a tó felszíne fölött [Hgmm], $\alpha = 1/273$, t a vízfelszín fölött mért léghőmérséklet, v a szélsébség napi közepe a Fuess-széliró szintjében [m/sec].

A fenti empirikus képletekkel napi párolgásadatokat számoltunk mindkét tóra, mégpedig úgy, hogy a bennük szereplő meteorológiai elemeket mértük

a vízfelszín fölött és a parti állomásokon is, nevezetesen Balatonszemesen, Balatonakaliban, Siófokon és Keszthelyen, illetve a Fertő tónál, Fertőbozon és Fertőújlakon. A szárazföldi és a vízfelszín fölötti adatok segítségével megfelelő transzformációs együtthatókat képezhettünk, amelyeket minden olyan esetben alkalmaztunk, amikor a vízfelszín fölötti mérések szüneteltek, illetve amikor a párolgás hosszú sorozatait állítottuk elő.



6. ábra. A Balaton és a Fertő tó sokévi átlagos párolgása (1931–1970)

A Fertő tavi kutatások során korrelációs összefüggések számításához felhasználtuk az úszó-párolgásmérővel mért és a (11) képlettel számított P értékeket. A korrelációs tényező 0,84, tehát igen szoros összefüggést kaptunk, amit még a 0,69-es szórás is igazol. Meg kell jegyeznünk, hogy az úszó-párolgásmérő adatát tekintve a valódi értéknek, a levezetett összefüggés a 4 mm alatti napi párolgással rendelkező napokra a ténylegesnél kevesebbet, a 4 mm-nél nagyobb párolgású napokon pedig a valódi értéknél többet ad. Természetesen a párolgásszámítási módszerek továbbfejlesztésének alapvető feltétele úszó-párolgásmérők megbízható, hosszú ideig tartó üzemeltetése.

Az energiaháztartási módszerrel, továbbá az empirikus összefüggésekkel meghatározott P értékek évi menetét az 5. ábra szemlélteti az 1971–1974-es időszakra. Az összehasonlítást mind a módszerek, mind a tavak tekintetében elvégezhetjük a görbék alapján. A sekélyebb vizű Fertő tó július–augusztusig többet párologtatott a Balatonnál, noha energiabevétele kisebb volt; ám víztömegének fölmelegítésére kevesebb hő fordítódott. Ősszel a Balatonban tárolt hőkészlet emelte a tó párolgását a Fertőé fölé. Évi összegben viszont csaknem kompenzálódott a párolgási veszteségük közötti különbség.

A 6. ábrán a két tó átlagos párolgásának menetét láthatjuk. A 40 évi (1931–1970) adatsor előállításához a tavakat környező meteorológiai állomások adatait használtuk föl. A Balatonra számított párolgásadatokat elemezve, a vizsgált 40 évi időszakban csak az esetek 10%-ában találunk 1000 mm-nél nagyobb évi összegeket. Az esetek felében a párolgás 880 mm-nél, 75%-ában pedig 820 mm-nél több volt. Az április–október hónapokban 40 év közül csak egy alkalommal maradt a párolgás értéke a 600 mm alatt, az esetek 50%-ában 775 mm, 75%-ában pedig 700 mm-nél több volt az említett 7 hónap folyamán. Az 1931 és 1970 közötti időszakban az évi párolgásszeg abszolút ingása 400 mm volt, ami az 1950. évi 1063 mm-es és az 1940. évi 663 mm-es különbségből adódott. Ez azt jelenti, hogy a 860 mm-es átlagos évi párolgási veszteségtől $\pm 23\%$ -os eltérés is előfordult, s ez abszolút értékben ± 200 mm-nek felel meg.

Az 1971–1974-es időszakban mind az empirikus összefüggéssel, mind az energiaháztartási módszerrel kiszámítottuk a Balaton párolgásának napi értékeit. Egyik módszerrel kapott adatokból sem tűnt ki, hogy a Balatonon gyakran számíthatnánk 10 mm-t meghaladó napi párolgásra. Az 1461 esetből csak 3 ilyen nap volt. A nyári félévben 40 mm-es pentádösszeg és 60 mm körüli dekádösszeg gyakran előfordult.

A párolgás havi összege a négy év alatt egyszer lépte túl a 170 mm-t (1971 júliusában), de 100 mm-t meghaladó havi párolgás az április–szeptember hónapokban az energiaháztartási és az empirikus képlet alapján kapott adatok között 16 esetben fordult elő. A Balaton négy évi átlagos párolgása empirikus képletünk szerint 856 mm volt, s ebből az április–október periódusra 744 mm esett.

A Fertő tó sokévi átlagos párolgása 901 mm-nek adódott, amelyből 807 mm az április–október időszakra esik. A kísérleti időszakból az 1971-es év tűnik ki az 1002 mm-es, s az 1972. év a 726 mm-es párolgásával. Négy évi átlagban az intenzív párolgási időszakot jelentő április–október periódusra 748 mm-es értéket adott a (11) képlet, és 730 mm-t az energiaháztartási módszer.

A VITUKI munkatársaival együttműködve a Velencei-tavon is végzünk hidrometeorológiai kutatásokat 1973 óta. Az itt nyert eredményekről, tekintettel az aránylag rövid vizsgálati időszakra, még nem tudunk beszámolni.

A Balatonon 1975-ig végzett energiaháztartási- és párolgáskutatásokat a szabad vízfelszín vonatkozásában egyelőre befejezettnek tekintjük. A fertő tavi vizsgálatainkban a hangsúlyt a továbbiakban a vízivegetációnak a párolgási rendszer alakításában játszott szerepére helyezük. Ugyanez vonatkozik a Velencei-tóra is, bár ez utóbbinál még egyéb módszertani kérdések is tisztázásra várnak.

A kutatási eredmény alkalmazása a gyakorlatban már megtörtént. A vizsgált tavak vízháztartási mérlegének készítésében a (10), illetve (11) tapasztalati összefüggést alkalmazzák.

IRODALOM

- Antal E.*, 1962: Módszerek a Balaton párolgásának kiszámítására. Beszámoló az 1961-ben végzett tudományos kutatásokról. *OMI Hív. Kiadv. XXV. kötet*, 154–160. oldal.
- Antal E.*, 1963: A Balaton párolgása. *Időjárás*, 67. évf. 5. sz., 290–297. old.
- Antal E., Endrődi G., Posza I., Tóth E.*, 1974: A Fertő tavon végzett hő- és vízháztartási kutatások eredményei. *Beszámoló az 1971-ben végzett tudományos kutatásokról. OMSZ Hív. Kiadv., XXXVIII. kötet*, 127–141. oldal.
- Baranyi S.*, 1975: A Balaton hidrológiai jellemzői. 1921–1970. *VITUKI: Tanulmányok és kutatási eredmények*, 45. szám.
- Béll B., Takács L., szerk.*, 1974: A Balaton éghajlata. A Balaton térségének éghajlati jellegzeteségei hő- és vízháztartása, bioklimája. *OMSZ Hív. Kiadv. XL. kötet*, 316. oldal, Budapest.
- Dávid A. und F. Kozma*, 1973: Strahlungshaushalt des Neusiedler Sees. *Időjárás*, 77. évf. 6. szám, 325–337. old.
- Endrődi G., Tóth E.*, 1964: A Balaton vizének hőmérséklete és a tó hőháztartása. *Időjárás*, 68. évf. 4. szám, 226–231. old.
- Havaldá E.*, 1930: A Balaton párolgása. *Vízügyi Közlemények*, XII. évf. 1. szám, 87–93. old.
- Kozma F. und Tóth E.*, 1975: Methoden zur Berechnung der Verdunstung des Neusiedler Sees. *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, Ser. B, 23, pp. 99–109.
- Monyin, A. Sz., Obuhov, A. M.*, 1954: Osznovnije zakonomernostni turbulentno peremesivaniya v prizemnom szloe atmosferi. *Trudü Geofiz. Inst.*, No. 24.
- Szesztay K.*, 1962: A Balaton vízháztartása. *VITUKI Tanulmányok és kutatási eredmények*. 9. szám, 299. oldal.
- Tóth E.*, 1963: A turbulencia szerepe a felszínközeli légrétegek energiagazdálkodásában. *Időjárás*, 67. évf. 6. szám, 355–361. old.
- Tóth E., Endrődi G., Posza I.*, 1973: Hidrometeorológiai kutatások a Fertő tavon. *Időjárás*, 77. évf. 6. szám, 355–363. old.

Zum Persistenzverhalten der Monatsmitteltemperatur- Abweichungen für Mitteleuropa nach Baur

M. OLBERG, Sektion Physik der Humboldt-Universität, Berlin

A Baur-féle közép-európai havi hőmérsékleti anomáliásor megmaradási hajlamáról. A szerző az 1761 és 1960 közötti 200 évi időszak havi hőmérsékleti átlagaiból készített úgynevezett „közép-európai hőmérsékleti idősor” adatait elemzi, elsősorban a megmaradási hajlam alakulását vizsgálva. Az iterációk hosszának eloszlásából indul ki (alternatív események, plusz és mínusz előjelű anomáliák idősorának képzése), igazolja, hogy a megmaradási hajlam számszerű kifejezésére legelőszerűbb a Bartels-féle mérőszám bevezetése, amely az időbeli kapcsolatok szerkezetét leíró autokorrelációs függvény felhasználásán alapul. A továbbiakban a szerző kifejti, hogy az iterációk hosszának eloszlása jó pontossággal leírható egy – empirikus közelítéssel meghatározható – paraméter ismeretében.

*

О постоянстве поведения отклонений от средних месячных температур в Средней Европе, по БАУР-у Последовательность знаков отклонений средних месячных температур Средней Европы от 200-летних (1761—1960) средних месячных температур моделируется случайным процессом, статистические особенности которого используются для описания постоянства поведения этого ряда. При помощи данного модельного процесса можно теоретически хорошо описать эмпирически полученные автокорреляционные функции обработанного альтернативного ряда, а также распределение вероятности длины итерации. Подробно рассматривается Бартелсовское время сохранения, подсчитываемое по автокорреляционной функции, а также средняя продолжительность (средняя длина итерации), как выражение постоянства альтернативного ряда.

*

In der Publikation „Statistische Untersuchung zur Vorhersagbarkeit monatlicher Temperaturanomalien“ untersuchte Teich [12] unter anderem das Persistenzverhalten der Mitteleuropareihe der Monatsmitteltemperaturen mit Hilfe verschiedener Parameter. Eine wichtige Rolle spielt dabei die zeitliche Aufeinanderfolge der einzelnen Meßwerte. Sie ist von entscheidender Bedeutung für den Verlauf der Autokorrelationsfunktion der Wertereihe, die in der genannten Arbeit nur am Rande erwähnt wurde. Daher sollen hier noch Bemerkungen zur Autokorrelationsfunktion dieser Reihe, zur Bartelsschen äquivalenten Erhaltungszahl und zur statistischen Beschreibung dieser Zeitreihe, die wir als Realisierung eines speziellen Markov-Prozesses auffassen wollen, gemacht werden. So können noch einige ergänzende Aussagen zum Persistenzverhalten der Mitteleuropareihe gewonnen werden, wobei wir nicht die Monatsmittel der Temperatur Mitteleuropas von 1761 bis 1968 selbst (Mittel aus den Werten von De Bilt, Potsdam, Basel und Wien), sondern die Vorzeichenfolge ihrer Abweichungen vom 200jährigen Monatsmittelwert (1761 – 1960) untersuchen wollen. Die entsprechenden Daten findet man bei Linke/Baur [9].

Trat in einem Monat keine Abweichung der Monatsmitteltemperatur vom 200jährigen Mittel auf, dann wurde dieser Monat, falls er zwischen Monaten mit positiver beziehungsweise negativer Abweichung lag, als Monat mit positiver beziehungsweise negativer Abweichung gezählt; lag er jedoch zwischen Monaten mit entgegengesetztem Abweichungsvorzeichen, dann wurde er als Monat mit dem Abweichungsvorzeichen des unmittelbar nachfolgenden Monats gezählt. So entstand als Ausgangsreihe für die folgenden Untersuchungen eine Alternativreihe (–1, +1) von $N = 2496$ Werten (Monaten) mit 1195 negativen

und 1301 positiven Abweichungen. *Abb. 1* zeigt einen Ausschnitt dieser Zeitreihe von 1861 bis 1960. Analog zu der Alternativreihe von *Teich* [12], der die Abweichungen von den Medianwerten betrachtete (siehe dazu auch die Bemerkungen von *Baur* [3]), treten Folgen (Iterationen) von positiven und negativen Abweichungen zu $n = 1, 2, 3, \dots$ Werten auf. Im Gegensatz zu der Alternativreihe von *Teich* ergeben sich aus den obigen Zahlen die Wahrscheinlichkeiten für das Auftreten der positiven und negativen Abweichungen nicht jeweils zu 0,5 sondern davon etwas abweichend zu 0,52 und 0,48.



Abb. 1. Zeitreihe der positiven und negativen Monatsmitteltemperatur-Abweichungen für Mitteleuropa (1861 – 1960)

Die hier erhaltene Alternativreihe soll im weiteren als Realisierung eines Zufallsprozesses aufgefaßt werden, dessen statistische Eigenschaften wir untersuchen wollen. Zunächst sollen jedoch erst einige empirische Ergebnisse bezüglich der Bartelsschen Erhaltungszahl und der durchschnittlichen Länge der Iterationen (mittlere Andauerzahl) zusammengestellt werden, wobei wir die Folgen von Monaten mit positiven Mitteltemperatur-Abweichungen Plus-Iterationen nennen und diejenigen mit negativen Abweichungen Minus-Iterationen.

1. Die Bartelssche „äquivalente Erhaltungszahl“ und die mittlere Andauerzahl der Temperaturabweichungen

Die durch die Autokorrelation bedingte und durch den in der Meteorologie und Geophysik bekannten Begriff Erhaltungsneigung veranschaulichte innere Abhängigkeit in Wertereihen kann man nach *Bartels* [1], [2] durch die „äquivalente Anzahl aufeinanderfolgender identischer Stichprobenwerte“

$$\varepsilon(N) = 1 + 2 \sum_{i=1}^{N-1} \frac{N-i}{N} K(i) \quad (1)$$

quantitativ erfassen. Dabei bedeutet N den Stichprobenumfang und $K(i)$ die Autokorrelationsfunktion des der Wertereihe zugrunde liegenden Zufallsprozesses für die Verschiebungen $\tau = i\Delta t$ (Δt ist der äquidistante zeitliche Abstand der Stichprobenwerte). *Bartels* deutete die gefundene äquivalente Erhaltungszahl anschaulich als Anzahl der aufeinanderfolgenden Werte einer Zeitreihe, die im statistischen Mittel gesehen denselben Wert haben. Damit können mit Hilfe der Größe (1) Aussagen bezüglich des Andauerverhaltens bestimmter

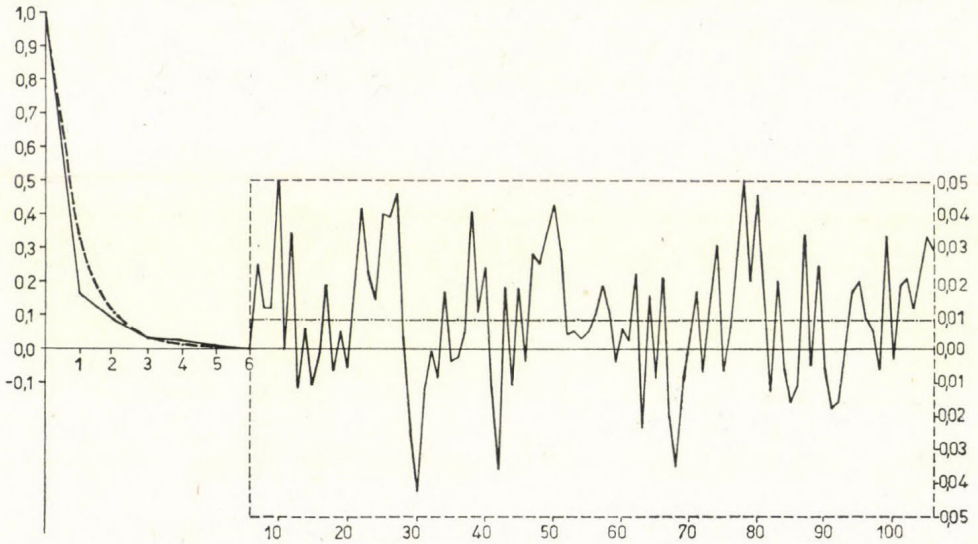


Abb. 2. Autokorrelationsfunktion der Alternativreihe der Monatsmitteltemperatur-Abweichungen

Werte der untersuchten Zeitreihe gemacht werden. Speziell für die Alternativreihe der Temperaturabweichungen ergab sich der in *Abb. 2* dargestellte Verlauf der Autokorrelationsfunktion und nach Gleichung (1) die Erhaltungszahl für positive und negative Mitteltemperaturabweichungen zu 2,6 Monaten, wobei die Autokorrelationskoeffizienten $K(i)$ für 120 Verschiebungen berechnet

TABELLE I.
Häufigkeiten der Iterationen der Mitteleuropareihe

n =	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	Σ
Plus-Monate	236	116	63	36	22	19	12	7	1	2	3	1	1	0	1	2	522
Minus-Monate	237	113	81	41	19	10	5	6	4	4	1	0	0	0	0	0	521
Summe	473	229	144	77	41	29	17	13	5	6	4	1	1	0	1	2	1043
\widehat{r}_n	623,0	311,0	155,5	77,9	39,1	19,6	9,9	5,0	2,5	1,3	0,6	0,3	0,2	0,1	0	0	1246,0
\widehat{r}_n	469,4	258,1	142,0	78,1	42,9	23,6	13,0	7,2	3,9	2,2	1,2	0,7	0,4	0,2	0,1	0,1	1043,1
NIR_n	447,7	256,0	146,2	83,3	47,4	27,0	15,3	8,7	4,9	2,8	1,6	0,9	0,5	0,3	0,2	0,1	1042,9

wurden. In der *Tabelle I* sind die empirisch ermittelten absoluten Häufigkeiten der Plus- und Minus-Iterationen der Mitteleuropareihe sowie deren Summen angegeben. Gleichzeitig findet man in dieser Tabelle die Häufigkeiten.

$$r_n = r_n^+ + r_n^- = N(q^2 p^n + p^2 q^n) \quad (2)$$

mit $N = 2496$, $p = 0,52$ und $q = 0,48$. r_n gibt die Zahl der Iterationen der Länge

n in einer Alternativreihe vom Umfang $N (\geq n)$ mit den Eintrittswahrscheinlichkeiten p und q für die beiden Ereignisse an (siehe z.B. *Brooks* und *Carruthers* [4]).

Außerdem sind in der *Tabelle I* die Häufigkeiten der Iterationen, die sich aus der Gleichung

$$\hat{r}_n = N_I \int_0^n \alpha e^{-\alpha t} dt = N_I (e^{-\alpha n} - 1) e^{-\alpha n} \quad (3)$$

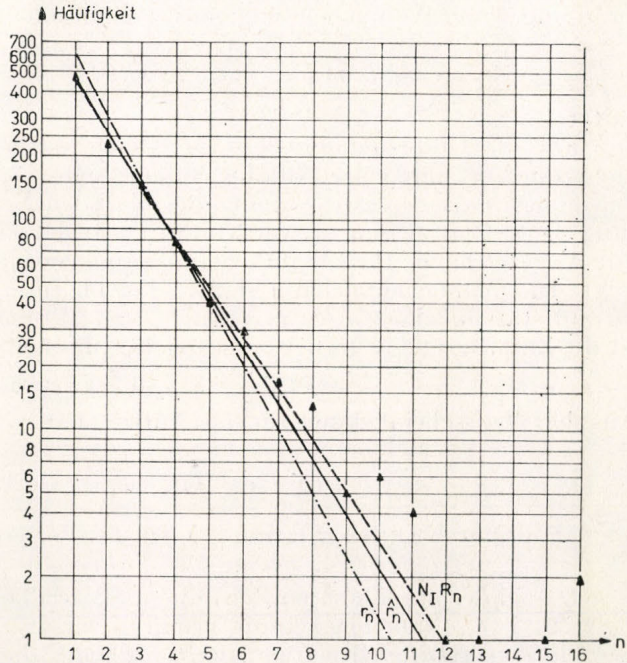


Abb. 3. Häufigkeiten der Plus-Minus-Iterationen

mit $N_I = 1043$ und dem Parameter $\alpha = 0,60$ ergeben, eingetragen (siehe dazu die folgenden Ausführungen). α wurde durch möglichst gute Approximation der empirischen Iterationslängen durch die Gleichung (3) nach der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt. Eine graphische Darstellung der Werte der *Tabelle I* zeigt die *Abb. 3*, in der neben den empirischen Werten auch die Werte für r_n , \hat{r}_n und $N_I R_n$ eingetragen sind. R_n ergibt sich aus Gleichung (32).

Aus den Zahlenwerten der Summenzeile der *Tabelle I* folgt die durchschnittliche Länge der Iterationen zu 2,4 Monaten. Verglichen mit der Erhaltungszahl nach *Bartels*, die 2,6 Monate beträgt, ist die Übereinstimmung der empirischen Werte der mittleren Andauerzahl und der Erhaltungszahl recht gut. Es erhebt sich sofort die Frage, ob sich diese Übereinstimmung theoretisch begründen läßt, oder ob sie nur zufällig ist.

Dazu soll versucht werden, die Alternativreihe durch einen Zufallsprozess zu beschreiben, dessen statistische Eigenschaften die Beantwortung der gestellten Frage ermöglichen. Außerdem könnten uns die statistischen Charakteristika dieses Modellprozesses weitere Hinweise auf die Struktur der Mitteleuropareihe der Temperaturabweichungen liefern.

2. Approximation der Alternativreihe durch einen speziellen Markov-Prozess

Die in *Abb. 1* dargestellte Alternativreihe hat eine gewisse Ähnlichkeit mit der von *Lee* [8], Seite 177 ff. beschriebenen Rechteckwelle mit Poissonverteilten Nulldurchgängen. Diesen speziellen Prozess wollen wir in erster Näherung als Modellprozess zur Beschreibung unserer Alternativreihe benutzen. Wir nehmen also an, daß die Zahl der Wechsel von $+1$ nach -1 und umgekehrt im Zeitintervall τ einer Poisson-Verteilung genügt. Diese Zahl ist eine diskrete Zufallsgröße Z , die die Realisierungswerte $m = 0, 1, 2, 3, \dots$ annehmen kann und deren Wahrscheinlichkeitsverteilungsdichte

$$p_Z(m; \tau) = \frac{(\kappa\tau)^m}{m!} e^{-\kappa\tau} \quad \text{für } m = 0, 1, 2, 3, \dots \quad (4)$$

lautet.

Für die Untersuchung des Verteilungsgesetzes der Iterationslängen ist nicht die Verteilung der Nulldurchgänge selbst sondern die Verteilung der Zeitdauern zwischen zwei aufeinanderfolgenden Nulldurchgängen von Bedeutung. Diese Zeit zwischen zwei Nulldurchgängen ist eine Zufallsgröße, die wir mit X bezeichnen. Ihre Wahrscheinlichkeitsverteilungsdichte erhält man wie folgt. Die Wahrscheinlichkeit dafür, daß im Intervall τ kein Nulldurchgang ($m=0$) stattfindet ist $p_Z(0; \tau) = \exp(-\kappa\tau)$. Mit derselben Wahrscheinlichkeit ist die Zufallsgröße X größer oder gleich τ , das heißt

$$P(X \geq \tau) = p_Z(0; \tau) = e^{-\kappa\tau}. \quad (5)$$

Aus der Wahrscheinlichkeit für das Auftreten der Zufallsgröße X kleiner als τ

$$P(X < \tau) = \int_0^{\tau} p_X(t) dt = 1 - e^{-\kappa\tau} \quad (6)$$

folgt dann durch Differentiation nach τ das Verteilungsdichtegesetz für X zu

$$p_X(\tau) = \kappa e^{-\kappa\tau} \quad \text{für } \tau \geq 0. \quad (7)$$

Da bei der untersuchten Zeitreihe die Variable τ nur die diskreten Werte $\tau = 1, 2, 3, \dots$ annehmen kann, erhalten wir aus dem Verteilungsgesetz (7) die relativen Häufigkeiten der Iterationslängen durch Integration über τ von $n-1$ bis n für $n = 1, 2, 3, \dots$. Multiplikation mit N_I ergibt dann die bereits benutzte Gleichung (3), die die absoluten Häufigkeiten der einzelnen Iterationen wiedergibt. Damit ist die theoretische Beschreibung der empirischen Verteilung der Häufigkeiten der Iterationen bei der Mitteleuropareihe der Temperaturabweichungen möglich.

Mit Hilfe der Verteilungsdichte (4) für die Nulldurchgänge läßt sich auch die Autokorrelationsfunktion des benutzten Modellprozesses berechnen. Man findet (siehe dazu *Lee* [8], Seite 221 ff.) für die Autokorrelationsfunktion der Alternativreihe den Ausdruck

$$K(\tau) = e^{-2\kappa|\tau|} \quad (8)$$

wobei hier τ die zeitliche Verschiebung bei der Berechnung der Autokorrelationsfunktion bedeutet.

Wir sind damit in der Lage, sowohl für die mittleren Iterationslänge als auch für die *Bartellsche* äquivalente Erhaltungszeit theoretische Werte zu berechnen.

Aus Gleichung (3) ergibt sich zunächst mit $q = \exp(-\kappa)$ die relative Häufigkeit der Iterationen der Länge n zu

$$R_n = (1 - q)q^{n-1} \quad (9)$$

woraus der Erwartungswert der Iterationslängen zu

$$\bar{R}_n = (1 - \varrho) \sum_{n=1}^{\infty} n \varrho^{n-1} = \frac{1}{1 - \varrho} \quad (10)$$

folgt. Für die *Bartelssche* Erhaltungszahl berechnet man mit Hilfe der Autokorrelationsfunktion $K(i) = \exp(-2\kappa i) = \varrho^{2i}$ aus (1) den Ausdruck

$$\varepsilon(\infty) = \lim_{N \rightarrow \infty} \left(1 + 2 \sum_{i=1}^{N-1} \frac{N-i}{N} \varrho^{2i} \right) = \frac{1 + \varrho^2}{1 - \varrho^2} \quad (11)$$

Mit $\kappa = 0,60$ bzw. $\varrho = 0,55$ ergeben sich für die Ausdrücke (10) und (11) die Zahlenwerte $\bar{R}_n = 2,2$ und $\varepsilon(\infty) = 1,9$ Monate.

Bei der mittleren Iterationslänge unterscheiden sich der empirische und theoretische Wert nur wenig. Die Abweichung des empirischen und theoretischen Wertes der Erhaltungszahl ist dagegen doch verhältnismäßig hoch, so daß wir nicht von einer optimalen Modellierung unserer Alternativreihe sprechen können. Die Verkettung der einzelnen Werte in der Alternativreihe scheint größer zu sein, als das in dem beschriebenen Modellprozess der Fall ist. Wir wollen deshalb eine Erweiterung des Ansatzes (4) vornehmen, der eine Verbesserung der Approximation der Alternativreihe durch einen Modellprozess erlaubt.

3. Modifikation des verwendeten Zufallsprozesses zur Modellierung der Alternativreihe

Die Folge der Nulldurchgänge im Zeitintervall τ ist nach unserer Annahme ein spezieller Markov-Prozess mit den Zuständen $E_m = m$ (Anzahl der Nulldurchgänge) zur Zeit t und $E_{m+1} = m + 1$ zur Zeit $t + dt$. Die Übergangswahrscheinlichkeit haben wir dabei proportional zu dt angenommen mit dem konstanten Proportionalitätsfaktor κ , das bedeutet, während des Zeitzuwachses dt ist die Wahrscheinlichkeit für den Übergang in den nachfolgenden Zustand

$$E_m \rightarrow E_{m+1} : \kappa dt. \quad (12)$$

Da die Zahl der Nulldurchgänge nur zunehmen kann, ist ein Übergang vom Zustand E_m in den Zustand E_{m-1} nicht möglich, d.h. wir haben es hier speziell mit einem reinen „Geburtsprozess“ im Sinne der Markov-Prozesse zu tun (siehe z.B. *Fisz* [5], *Lahres* [7]), wobei die Übergangswahrscheinlichkeit nicht von der Anzahl m der bereits stattgefundenen Nulldurchgänge abhängt.

Die Annahme (12) bedeutet bei unserer Alternativreihe, daß mit wachsender Andauer ein- und desselben Zustandes die Wahrscheinlichkeit für den Übergang in den nachfolgenden Zustand proportional mit der Zeit zunimmt. Auf Grund der Erhaltungseigung muß jedoch angenommen werden, daß in der ersten Zeit nach einem stattgefundenen Nulldurchgang die Übergangswahrscheinlichkeit zunächst nur wenig, dann aber stärker mit wachsender Zeit zunimmt jedoch wiederum unabhängig von der Anzahl der bereits stattgefundenen Nulldurchgänge. Wir setzen deshalb verallgemeinernd für die Übergangswahrscheinlichkeit einen zeitabhängigen Proportionalitätsfaktor λ , d.h. wobei die Funktion $\lambda(t)$ den oben beschriebenen Sachverhalt wiedergeben soll. Diese Annahme führt zu der *Kolmogorovschen* Differentialgleichung für die

$$E_m \rightarrow E_{m+1} : \lambda(t) dt, \quad (13)$$

Wahrscheinlichkeitsdichte der Anzahl der Nulldurchgänge im Intervall t

$$\frac{d}{dt} p_Z(m; t) + \lambda(t) p_Z(m; t) = \lambda(t) p_Z(m-1; t) \quad (14)$$

für $m=1, 2, 3, \dots$ und

$$\frac{d}{dt} p_Z(0; t) + \lambda(t) p_Z(0; t) = 0 \quad (15)$$

für den Fall $m=0$ (siehe dazu *Lahres* [7], *Lee* [8]).

Die Lösung der Differentialgleichung für die Wahrscheinlichkeitsdichte $p_Z(m; t)$ lautet

$$p_Z(m; t) = \frac{[\eta(t)]^m}{m!} e^{-\eta(t)} \quad (16)$$

wobei $\eta(t)$ das Integral über die Funktion $\lambda(t)$ ist, d.h.

$$\eta(t) = \int_0^t \lambda(t) dt \quad \text{und} \quad \frac{d\eta(t)}{dt} = \lambda(t) \quad (17)$$

mit $\eta(0) = 0$.

Analog den Überlegungen im vorangehenden Abschnitt folgt für die Wahrscheinlichkeitsverteilungsdichte der Zufallsgröße X (Zeitintervall zwischen zwei aufeinanderfolgenden Nulldurchgängen)

$$p_X(\tau) = \lambda(\tau) e^{-\eta(\tau)} \quad \text{für} \quad \tau \geq 0. \quad (18)$$

Die Autokorrelationsfunktion dieses Modellprozesses kann ähnlich zu den Ausführungen bei *Lee* [8], Seite 221 ff. hergeleitet werden.

Bezeichnen wir die Ordinatenwerte unseres stationären Zufallsprozesses mit $U(t)$, dann gilt für die Autokovarianzfunktion die Darstellung

$$C(\tau) = \iint_{-\infty}^{\infty} (u_1 - \mu)(u_2 - \mu) p_{U_1, U_2}(u_1, u_2; \tau) du_1 du_2, \quad (19)$$

wobei $U_1 = U(t)$ und $U_2 = U(t + \tau)$ sowie u_1 bzw. u_2 die Realisierungswerte des Zufallsprozesses zur Zeit t bzw. $t + \tau$ sind (siehe z.B. *Jaglom* [6], *Sveschnikow* [10], *Taubenheim* [11]). $p_{U_1, U_2}(u_1, u_2; \tau)$ ist die zweidimensionale Verteilungsdichte der Zufallsgrößen U_1 und U_2 .

Da in unserem Falle $U(t)$ nur die Realisierungswerte $+1$ und -1 annehmen kann, können wir die Gleichung (19) in der Form

$$C(\tau) = \sum_{i,j} (u_{1,i} - \mu)(u_{2,j} - \mu) p_{U_1, U_2}(u_{1,i}, u_{2,j}; \tau) \quad (20)$$

schreiben, wobei i und j jeweils die Werte $+1$ und -1 annehmen können. Es ist

$$\begin{aligned} \mu = EU(t) &= p - q \quad \text{und} \quad u_{1,i} = +1, \quad u_{2,i} = +1 \quad \text{für} \quad i = 1 \\ &\text{sowie} \quad u_{1,i} = -1, \quad u_{2,i} = -1 \quad \text{für} \quad i = -1. \end{aligned}$$

Mit Hilfe der bedingten Wahrscheinlichkeit folgt für die zweidimensionale Verteilungsdichte $p_{U_1 U_2}$ die Darstellung

$$p_{U_1, U_2}(u_{1,i}, u_{2,j}; \tau) = p_{U_1}(u_{1,i}) p_{U_2|U_1}(u_{2,j} | u_{1,i}; \tau), \quad (21)$$

wobei

$$p_{U_1}(u_1 = +1) = p \quad \text{und} \quad p_{U_1}(u_1 = -1) = q \quad (22)$$

die Wahrscheinlichkeiten für das Eintreten von $u_1 = +1$ und $u_1 = -1$ sind.

Betrachten wir nun die bedingte Wahrscheinlichkeit $p_{U_2/U_1}(u_2 = +1/u_1 = +1; \tau)$. $p_{U_2/U_1}(u_2 = +1/u_1 = +1; \tau)$ bedeutet die Wahrscheinlichkeit dafür, daß $U(t+\tau)$ den Wert $+1$ annimmt, wenn $U(t)$ bereits den Wert $+1$ hat. Dieses Ereignis kann zustande kommen, wenn zwischen $U(t)$ und $U(t+\tau)$, d.h. im Zeitintervall τ kein oder eine gerade Anzahl von Nulldurchgängen stattfindet. Mit Hilfe des Theorems für die totale Wahrscheinlichkeit finden wir daher

$$p_{U_2/U_1}(u_2 = +1/u_1 = +1; \tau) = \sum_{m=0}^{\infty} p_Z(2m; \tau). \quad (23)$$

Analog dazu bekommen wir die bedingten Wahrscheinlichkeiten

$$\begin{aligned} p_{U_2/U_1}(u_2 = -1/u_1 = -1; \tau) &= \sum_{m=0}^{\infty} p_Z(2m; \tau), \\ p_{U_2/U_1}(u_2 = +1/u_1 = -1; \tau) &= \sum_{m=0}^{\infty} p_Z(2m+1; \tau), \\ p_{U_2/U_1}(u_2 = -1/u_1 = +1; \tau) &= \sum_{m=0}^{\infty} p_Z(2m+1; \tau). \end{aligned} \quad (24)$$

Setzen wir die gewonnenen Zwischenergebnisse (21) bis (24) in die Gleichung (20) ein, dann erhalten wir für die Autokovarianzfunktion bei Beachtung von $p-q=\mu$ und $p+q=1$ den Ausdruck

$$C(\tau) = (1-\mu^2) \sum_{m=0}^{\infty} (-1)^m p_Z(m; \tau). \quad (25)$$

Substituieren wir in Gleichung (25) für die Verteilungsdichte $p_Z(m; \tau)$ der Nulldurchgänge den Ausdruck (16), dann ergibt sich

$$C(\tau) = (1-\mu^2) \sum_{m=0}^{\infty} \frac{[-\eta(\tau)]^m}{m!} e^{-\eta(\tau)} = (1-\mu^2) e^{-2\eta(\tau)}, \quad (26)$$

wobei τ zunächst nur Werte größer oder gleich Null annehmen kann. Gleichung (26) gilt jedoch auch für negative Zeitverschiebungen τ , wenn wir τ durch $|\tau|$ ersetzen. Damit bekommen wir für die Autokorrelationsfunktion (normierte Autokovarianzfunktion) unseres Prozesses die Gleichung

$$K(\tau) = \frac{C(\tau)}{C(0)} = e^{-2\eta(\tau)}. \quad (27)$$

4. Spezialisierung der Prozessparameter zur Beschreibung der empirischen Alternativreihe

Zur Approximation unserer Alternativreihe durch diesen verallgemeinerten Modellprozess muß die Funktion $\lambda(t)$ entsprechend bestimmt werden. Wir machen dazu den folgenden Ansatz

$$\lambda(t) = \kappa - \frac{\alpha}{1+\alpha t} \quad \text{mit} \quad \kappa \geq \alpha. \quad (28)$$

Wegen $\lambda(0) = \kappa - \alpha > 0$ und $\lim_{t \rightarrow \infty} \lambda(t) = \kappa > \kappa - \alpha$ erfüllt dieser Ansatz für $\alpha > 0$

die Forderung nach einer geringeren Übergangswahrscheinlichkeit in der ersten Zeit nach einem erfolgten Nulldurchgang und ein Anwachsen der Übergangswahrscheinlichkeit mit zunehmender Zeit. Der Ansatz (28) ergibt mit

$$\eta(t) = \alpha t - \ln(1 + \alpha t) \quad (29)$$

für die Wahrscheinlichkeitsdichte der Zufallsgröße X die Gleichung

$$p_X(\tau) = [\kappa(1 + \alpha\tau) - \alpha] e^{-\kappa\tau} \quad \text{für } \tau \geq 0 \quad (30)$$

und für die Autokorrelationsfunktion

$$K(\tau) = (1 + \alpha|\tau|)^2 e^{-2\kappa|\tau|} \quad (31)$$

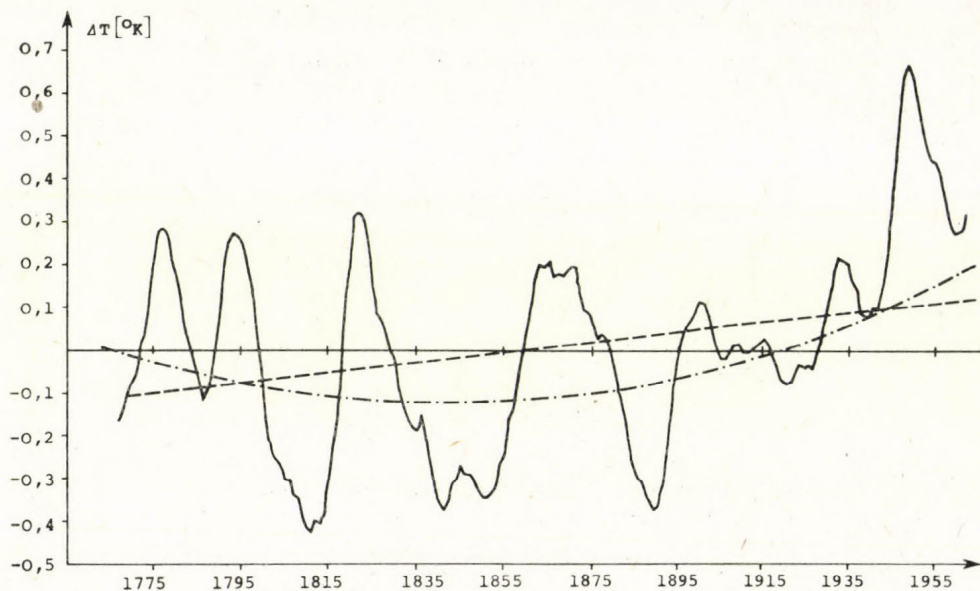


Abb. 4. Geglätteter zeitlicher Verlauf der Monatsmitteltemperatur-Abweichungen mit möglichen Trends

Die beiden Parameter κ und α erlauben eine bessere Anpassung der Kurven der beiden theoretischen Funktionen (30) und (31) an die empirischen Werte der Iterationslängen bzw. der Autokorrelationskoeffizienten. Aus (30) erhalten wir für die relativen Häufigkeiten der Iterationen der Längen n die Gleichung

$$R_n = \int_{n-1}^n p_X(\tau) d\tau = [(1 + \alpha n)(1 - \rho) - \alpha] \rho^{n-1} \quad (32)$$

mit dem Erwartungswert der Iterationslängen

$$\bar{R}_n = \sum_{n=1}^{\infty} n R_n = \frac{1}{1 - \rho} \left(1 + \frac{\alpha}{1 - \rho} \right) \quad (33)$$

Im Unterschied zur Gleichung (10) tritt in der Gleichung (33) ein durch den erweiterten Ansatz (28) bedingter Faktor auf, der für $\alpha=0$ gleich eins wird. Entsprechend muß auch die Gleichung (11) für die Bartelssche Erhaltungszahl durch einen von α abhängigen Faktor erweitert werden. Es ergibt sich mit (31)

$$\varepsilon(\infty) = \frac{1 + \rho^2}{1 - \rho^2} \left[1 + \frac{2\alpha\rho^2}{1 - \rho^2} \left(\frac{2}{1 + \rho^2} + \frac{\alpha}{1 - \rho^2} \right) \right] \quad (34)$$

Die Anpassung der theoretischen Häufigkeitsverteilung (32) an die empirische Verteilung ergab die Parameter $\kappa=0,60$ bzw. $\rho=0,55$ und $\alpha=0,04$.

Aus (33) folgt dann in Übereinstimmung mit dem empirischen Mittelwert der Iterationslängen der Erwartungswert der Iterationslängen zu 2,4 Monaten.

Die nach Gleichung (34) folgende *Bartels*sche Erhaltungszahl fällt dagegen mit 2,0 Monaten gegenüber der empirischen von 2,6 Monaten immer noch zu klein aus. Diese Diskrepanz läßt sich durch den Verlauf der empirischen Autokorrelationsfunktion erklären. Im Mittel verläuft die Autokorrelationskurve etwas oberhalb der Abszisse (siehe *Abb. 2*), was natürlich nach Gleichung (1) ein vergrößertes $\varepsilon(N)$ bedingt.

Der Grund für diesen mittleren Verlauf der Autokorrelationsfunktion im Positiven ist sicher in einem langjährigen Trend der Wertereihe zu suchen. Ein Trend wird durch den Modellprozess natürlich nicht erfaßt. Er wirkt sich bei der hier durchgeführten Andauerstatistik nicht aus. Daraus erklärt sich die gute Übereinstimmung der theoretischen und empirischen Werte der Iterationslängen. Für den zeitlichen Ablauf des Prozesses und insbesondere für den Verlauf der Autokorrelationsfunktion ist der Trend jedoch von entscheidender Bedeutung.

Abb. 4 zeigt einen geglätteten zeitlichen Verlauf der Temperaturabweichungen. Es wurden die aus den monatlichen Temperaturabweichungen berechneten jährlichen Temperaturabweichungen gleitend über zehn Jahre gemittelt. Anschließend wurden die erhaltenen Werte nochmals fünfjährig übergreifend gemittelt. Man erkennt, daß der mittlere Verlauf der Temperaturabweichungen im 19. Jahrhundert im negativen Bereich, im 20. Jahrhundert vorwiegend im positiven Bereich liegt. Spezielle Untersuchungen zur Ermittlung und Eliminierung des Trends sind bisher noch nicht durchgeführt worden, sie sind aber für eine weitere Bearbeitung der Zeitreihe notwendig. Es erhebt sich damit auch die Frage, inwieweit die Abweichungen der Monatsmittel der Temperatur von den „200jährigen Normalwerten“ für eine Andauerstatistik der beschriebenen Form geeignet sind.

LITERATUR

- [1] *Bartels, J.*: Zur Morphologie geophysikalischer Zeitfunktionen. Sitz.-Ber. preuß. Akad. Wiss., Phys.-math. Kl. 29/30 (1935), 504–522.
- [2] *Bartels, J.*: Gesetz und Zufall in der Geophysik. *Naturwissenschaften* 31 (1943), 421–435.
- [3] *Baur, F.*: Bemerkungen zum Artikel von Martin Teich. *Időjárás* 78 (1974), 301–303.
- [4] *Brooks, C. E. P., Carruthers, N.*: *Handbook of Statistical Methods in Meteorology*. London 1953.
- [5] *Fisz, M.*: *Wahrscheinlichkeitsrechnung und Mathematische Statistik*. 4. Aufl. Berlin 1966.
- [6] *Jaglom, A. M.*: *Einführung in die Theorie der stationären Zufallsfunktionen*. Berlin 1959.
- [7] *Lahres, H.*: *Einführung in die diskreten Markov-Prozesse und ihre Anwendungen*. Leipzig 1964.
- [8] *Lee, Y. W.*: *Statistical Theory of Communication*. New York (London) Sydney 1960.
- [9] *Linke, F., Baur, F.*: *Meteorologisches Taschenbuch*, I. Band, 2. Aufl. Leipzig 1962, 740–745, II. Band, 2. Aufl. Leipzig 1970, 696.
- [10] *Sveschnikow, A. A.*: *Untersuchungsmethoden der Theorie der Zufallsfunktionen mit praktischen Anwendungen*. Berlin 1965.
- [11] *Taubenheim, J.*: *Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten*. Leipzig 1969.
- [12] *Teich, M.*: *Statistische Untersuchung zur Vorhersagbarkeit monatlicher Temperaturnormalien*. *Időjárás* 78 (1974), 140–154.

Tájfunok elhelyezkedésének és mélységének megállapítása műholdképek alapján

PHAM VAN NGHIEN, Vietnami Népköztársaság Meteorológiai Szolgálat, Hanoi

Determination of the Position and Deepness of Typhoons on the Basis of Satellite Pictures.
The article is devoted to typhoons having appeared over the South-Chinese Sea. The classification of the cloud systems of the typhoons seen on the satellite pictures has been done concerning their structure and extension. In each type a statistical connection between the deepness of the typhoons and the diameter of their cloud system is set up characterized by parabolical regressional curves. In the different types the position of the centre of the typhoons on the ground and on the 500 mb level was examined. In types III. and IV. the surface centres in about 75 per cent of the cases are situated within 1.5 degree of longitude around the centre of the cloud system on the satellite picture and the 500 mb centres can be found within less than 3 longitudinal degrees around it.

*

Определение положения и глубины тайфунов по спутниковым изображениям. Работа посвящена тайфунам, возникающим над Южно-Китайским морем. По структуре и протяженности облачности проведена классификация облачных систем тайфунов, наблюдаемых на спутниковых изображениях. Для отдельных типов обнаружена статистическая связь глубины тайфунов с диаметром соответствующей облачной системы; эта связь характеризуется параболическими кривыми регрессии. Изучалось расположение центра тайфунов на поверхности земли и на изобарической поверхности 500 мб. Относительно центра облачной системы на спутниковом изображении, центр циклона для типов III и IV располагается на земной поверхности, в 75% всех случаев, в пределах расстояний, равных 1,5 градусам долготы, а на поверхности 500 мб в 80% всех случаев — в пределах расстояний, не превышающих 3 градуса долготы.

*

Bevezetés

A trópusi ciklonok mélysége és a műholdfelvételeken látható hozzá tartozó felhőrendszer átmérője közötti kapcsolatot már több szerző, *Boucher* (1963), *Hubert* (1964), *Fritz et al.* (1966), *Tran dinh Bá* (1974) vizsgálta. Valamennyien egyetértenek abban, hogy a trópusi ciklonok fejlődési folyamatát a műholdfelvételeken megjelenő felhőrendszer jellegzetességei alapján öt szakaszra oszthatjuk fel. Minden egyes fejlődési szakaszban a ciklon felhőrendszerének átmérője más-más értéket vesz fel. Ugyanazon fejlődési szakaszok egyéb ismérveinek kiválasztásánál azonban a különböző szerzők már eltérnek egymástól. A választott karakterisztikák általában vagy túl bonyolultak, vagy erősen szubjektívek. Emiatt első célkitűzésünk az volt, hogy a tájfunok különböző fejlődési szakaszaiban a felhőrendszer megjelenése alapján olyan objektív ismérveket állapítsunk meg, amelyek az operatív analízis munkában is használhatók. Az általunk felállított karakterisztikák alapján elvégezzük a Dél-kínai-tenger fölött előforduló tájfunok osztályozását. Továbbá az egyes típusokon belül megvizsgáljuk a talaj menti tájfun mélysége (központi légnyomás értéke) és az azt kísérő felhőrendszer átmérője közötti regressziós kapcsolatot. Az így nyert összefüggések lehetővé teszik a tájfunok talaj menti intenzitásának (mélységének) meghatározását a műholdas felhőképek alapján.

Kevés cikk tárgyalja a trópusi ciklon középpontja és a megfelelő felhőrendszer középpontja közötti kapcsolatot. Abban az esetben, amikor a műholdképen vihar szeme látható, az összefüggést *Hubert* és *Timchalk* (1964) vizs-

gálták. Rámutattak, hogy az esetek 75%-ában a talajmenti trópusi ciklon középpontjának a vihar szemétől mért távolsága 140 km-en belül van. A dolgozatban figyelmet szentelünk e kérdés tanulmányozásának is.

1. Összefüggés a tájfun mélysége és felhőrendszere kiterjedése között

A délkelet-ázsiai tájfunokról műholdképek az 1968., 1969., 1971., 1972. és 1973. évekről álltak rendelkezésünkre (*Catalog of Meteorological Satellite Data, Environmental Satellite Imagery*). A képeket az ESSA – 3, 5, 7, 9, ITOS – 1, NOAA – 1, 2 műholdak közelítőleg a helyi dél idején készítették, napszinkron pályán keringve. Emiatt a műholdfelvételek a hagyományos szinoptikus megfigyelési időpontokkal általában nem estek össze. A szükséges szinoptikus adatokat a műholdas adatokhoz időben közelálló szinoptikus térképekből (*Meteorologische Abhandlungen és Täglicher Wetterbericht*) választottuk ki. Ahhoz, hogy a műholdfelvételekkel egyidejű szinoptikus adatok (pl. tájfunok mélysége és helye) birtokába jussunk, a két legközelebb eső szinoptikus térkép alapján interpoláltunk. Az interpolációs idő (a felhőképek és ehhez legközelebb eső standard megfigyelési időpontok között) általában hat óránál kevesebb volt.

35 tájfun fejlődési folyamatát 243 műholdfelvétel alapján vizsgáltuk meg. A fejlődés a műholdképeken átlagosan 7 egymás utáni napon volt követhető (minimum 3, maximum 15 napon keresztül). A 35 tájfun közül a műholdak 9 esetben figyelték meg a „vihar szemét”, amely mindig a fejlődési folyamat későbbi szakaszában keletkezik és általában addig megmarad, amíg a tájfun fel nem oszlik.

A tájfunok osztályozásánál a trópusi ciklonok felhőrendszerének azokat a karakterisztikáit használtuk fel, amelyeket *Vernon* (1962) állított össze (*I. táblázat*). Eszerint a Délkínai-tenger fölött előforduló tájfunokat a felhőtakaró jellegzetességei alapján öt csoportba sorolhatjuk.

I. TÁBLÁZAT

*A trópusi ciklonok osztályozásának karakterisztikái
(KFT = központi felhőtömeg)*

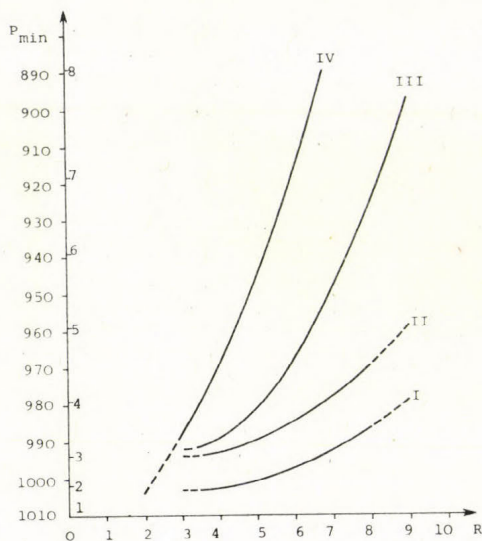
Típus	A felhőtakaró jellegzetességei
0	A konvektív felhőtömeg örvényszerű
I	KFT kuszált, érdes szélű, határozatlan alakú, az eredeti felhőrendszerrel elkülönül
II	KFT vessző vagy ovális alakú, a széle legalább egy körnegyedben éles
III	KFT kör alakú, a széle éles
IV	Vihar szeme van jelen

II. TÁBLÁZAT

*A tájfun felhőrendszerének átlagos nagysága
(hosszúsági fokban)*

	Átmérő				Esetek száma
	Átlagos	Átlagos szórása	Maximális	Minimális	
0	5,6	1,7	10,0	3,0	35
I	5,5	1,3	9,0	2,5	48
II	5,5	1,3	8,5	3,5	54
III	6,1	1,5	9,0	3,5	52
IV	4,2	1,2	7,0	2,0	25

A 243 tájfun a felhőtakaró sajátosságai alapján az egyes típusok között a következőképpen oszlott meg: 0 típushoz 64, I. típushoz 48, II. típushoz 54, III. típushoz 52, IV. típushoz 55 tájfun tartozott. Minden egyes típuson belül vizsgáltuk a tájfun felhőrendszerének horizontális kiterjedését (átmérőjét), valamint a képződményben fellépő legalacsonyabb légnyomást (tájfun mélységét). A felhasznált felvételek kicsiny léptéke ($\varphi = 20^\circ\text{N}$ -on $M = 1:34$ millió) miatt a mérési hibát nem tudtuk $0,5$ hosszúsági fok alá csökkenteni. A felhőrendszer nagyságát és annak szórását a II. táblázatban mutatjuk be. Az általunk kapott átlagos átmérők jól megegyeznek *Trần đình Bá* feldolgozásában (1974) közölt értékekkel. Eszerint a Délkínai-tenger északi része fölött létezik



1. ábra. A felhőrendszer átmérője és a legkisebb légnyomás közötti statisztikai kapcsolatot leíró görbék

olyan terület, ahol a felhőrendszer átlagos átmérője öt hosszúsági fokot is meghalad.

Az egyes típusokban matematikai formában kerestük az összefüggést a tájfun minimális légnyomása és műholdképen látható felhőrendszere átmérője között. Erre vonatkozóan másodfokú, regressziós összefüggéseket kaptunk, amelyeket az alábbiakban részletezünk:

$$\begin{aligned}
 0 \text{ típusra } P_{\min} &= 0,28 D^2 - 5,37 D + 1021,5 \\
 \text{I. típusra } P_{\min} &= -0,71 D^2 + 4,44 D + 996,7 \\
 \text{II. típusra } P_{\min} &= -0,97 D^2 + 5,85 D + 985,0 \\
 \text{III. típusra } P_{\min} &= -2,52 D^2 + 14,69 D + 971,0 \\
 \text{IV. típusra } P_{\min} &= -2,14 D^2 - 3,81 D + 1020,0
 \end{aligned}$$

Ezeknek a függvényeknek a menetét és a korrelációs együttható értékeit az I. ábra szemlélteti. Jól látható, hogy az I., II., III. görbék parabolikus alakúak, amikor azonban a D változó nagy értéket ($D > 5^\circ$) vesz fel, a görbék már közel egyenesek. A IV. görbe közelítőleg meredek hajlású egyenes. A 0 görbét az alacsony korrelációs együttható (0,41) miatt nem tüntettük fel. A különböző görbék elején vagy végén jelzett szaggatott szakaszok adatszegénységre utalnak. A II., III., IV. típusokban a magas korrelációs együtthatók a fenti statisztikai kapcsolatok „jóságát” jelzik.

2. A tájfunok elhelyezkedése a műholdképen látható felhőrendszerének centrumához képest

A talajon és 500 mb-os szinten a tájfun középpontja és az azt kísérő felhőrendszer középpontja közötti összefüggést típusonként vizsgáltuk. A felhőrendszer középpontjának meghatározási módját a műholdas felhőképen *Minyina* (1970) és *Vernon* (1972)-fektették le.

A vizsgálati eredményeket a 2/a ábrán mutatjuk be. A nyilak a felhőrendszer áthelyeződésének irányát jelölik az elmúlt 24 óra alatt. A koncentrikus körök alapján a felhőrendszer középpontjától mért távolságok hosszúsági fokokban olvashatók le. Az ábra szerint a tájfun földfelszíni középpontja általában nem egyezik meg a felhőrendszer középpontjával. A középpontoknak a felhőrendszer magja körüli sűrűsödése a fejlődés folyamán növekszik. Minél fejlettebb ugyanis a tájfun, középpontja annál közelebb fekszik a magassági felhőrendszer középpontjához. A középpontok a felhőrendszer centrumát nem mindig érik el, hanem többnyire az 1–3 hosszúsági foknyi távolságok között fekvő szektorba esnek.

Fenti megállapításainkat a II. táblázattal is alá kívánjuk támasztani.

\bar{R} – Felhőrendszer középpontjától mért távolság átlaga

α – A felhőrendszer középpontjából a tájfun talaj menti középpontjáig húzott radiusvektornak a felhőrendszer mozgásával ellentétes irányvektorral bezárt szögének átlaga.

Itt és továbbiakban az egyszerűség kedvéért, az egyes típusokban csak önkényesen kiválasztott 35 esetet vizsgáltuk meg (a IV. típus kivételével, itt az összes 25 esetet). A statisztikai elmélet szerint azonban ez nem befolyásolja a vizsgálati eredmények általánosítását. Érdeemes megjegyezni, hogy a táblázatban megadott eredmények teljesen megfelelnek *Hubert* és *Timchalk* (1964) által publikált gyakorisági eloszlásnak. Általánosságban elmondhatjuk, hogy a tájfun földfelszíni középpontja hajlamos arra, hogy a felhőrendszer mozgási irányához képest a hátsó jobboldali körnegyedbe essék. A 0, I. típusokban a tájfun középpontja körül véletlenszerűen szóródik. A II. típusban azonban már többnyire a hátsó jobboldali körnegyedbe esik. A III. típusban is a középpontok túlnyomórészt ebben a szektorban találhatóak. A IV. típusban a középpontok általában „hátról”, a mozgással ellentétes irányban helyezkednek el. Az egyes típusokban a középpontok poláris koordinátáinak matematikai átlagai igazolják a fenti megállapításainkat, amelyeket a III. táblázatban alul tüntettünk fel. A tájfun és felhőrendszerének középpontja közötti kapcsot

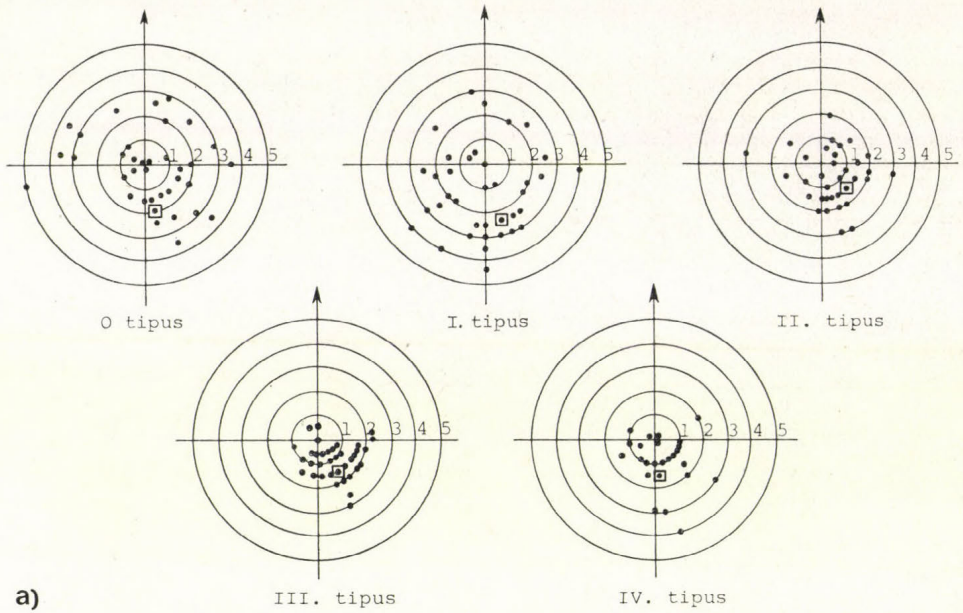
III. TÁBLÁZAT

A tájfunok földfelszíni középpontjának gyakorisága [%] a felhőrendszer centrumától mért távolság függvényében típusonként

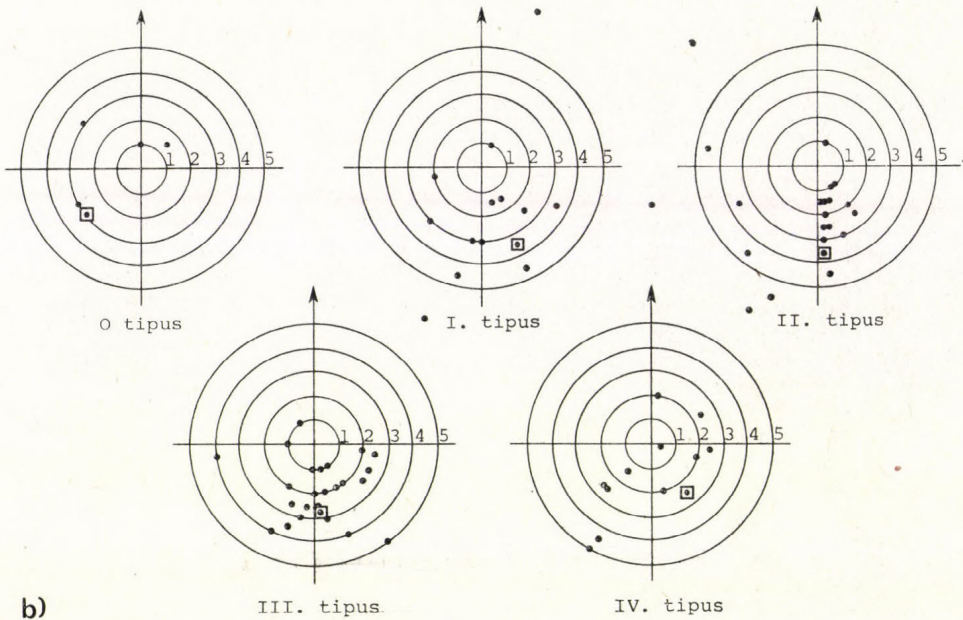
α [\llcorner fok], \bar{R} [hosszúsági fok]

Típus	Középponttól mért távolság											α	\bar{R}	Esetek száma
	0,0–0,5	0,6–0,1	1,1–1,5	1,6–2,0	2,1–2,5	2,6–3,0	3,1–3,5	3,6–4,0	4,1–4,5	4,6–5,0				
0	14	14	20	14	14	14	9	0	0	3	3,1	2,0	35	
I	9	5	6	17	29	20	3	9	2	0	9,0	2,5	35	
II	14	17	29	23	0	11	6	0	0	0	36,0	1,5	35	
III	26	20	28	20	3	3	0	0	0	0	13,0	1,5	35	
IV	16	48	12	8	0	12	0	4	0	0	1,0	1,5	25	

latot az 500 mb-os szinten is tanulmányoztuk. A rádiószonda adatok hiánya miatt azonban nehéz pontosan megállapítani a tájfun középpontjának hely-



a)



b)

2. ábra. A tájfunok a) földfelszíni és b) 500 mb-os középpontjának távolsága (amelyet a koncentrikus körök fejeznek ki hosszúsági fok egységeiben) a hozzá tartozó felhőrendszerek középpontjához (típusonként a koncentrikus körök középpontja) képest. *Alkalmazott jelölések:* ↑ a felhőörvény mozgási iránya, □ a tájfun földfelszíni középpontjának átlagos elhelyezkedése

zetét az 500 mb-os szinten. Emellett a rendelkezésre álló esetek száma (0 típusban 4, I-ben 13, II-ban 21, III-ban 24, IV-ben 11) is sokkal kevesebb volt, mint a talajmenti középpont vizsgálatánál. Ezekre az esetekre az 500 mb-os szinten a tájfun középpontja és az azt kísérő felhőrendszer középpontja közötti összefüggést a 2/b ábra szemlélteti. Megfigyelhető, hogy az 500 mb-os szinten a tájfun középpontja a hozzá tartozó felhőrendszer középpontjával általában nem egyezik meg. A 0 típusban felhőrendszer centruma a tájfun középpontja körül szóródik, sőt magába a centrumába is kerülhet. A többi típusban a tájfun középpontja hajlamos arra, hogy a felhőrendszer középpontjának mozgásirányához viszonyítva a hátsó oldalon helyezkedjék el.

IV. TÁBLÁZAT

Az 500 mb-os szinten a tájfun középpontjának gyakorisága [%] a felhőrendszer középpontjától mér távolság függvényében típusonként

α [\angle fok], R (hosszúsági fok)

Típus	Szektor								Esetek száma	
	0,0–1,0	1,1–2,0	2,1–3,0	3,1–4,0	4,1–5,0	5,1–6,0	6,1–7,0	α		R
0	25	25	0	50	0	0	0	-60	2,0	4
I	8	23	31	8	15	0	15	-27	3,5	13
II	14	24	24	5	14	5	14	-2	3,5	21
III	21	25	33	17	4	0	0	2	2,5	24
IV	9	36	37	0	18	0	0	33	2,5	11

A IV. táblázat az 500 mb-os szinten a tájfun középpontjának a hozzá tartozó felhőrendszer középpontja körüli szóródását illusztrálja. Leolvasható, hogy az 500 mb-os szinten a tájfun középpontja általában (0 típust kivéve) az 1–3 fokig terjedő gyűrűbe esik. A IV. táblázatban alul a felhőrendszer középpontjából az 500 mb-os szinten a tájfun középpontjáig húzott R rádiuszvektoroknak a felhőrendszer középpontjának mozgásával ellentétes irányvektorral bezárt α -szögeinek átlagos értékét és a rádiuszvektorok nagyságának átlagos értékét mutatjuk be.

A III. és IV. táblázatot összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy az 500 mb-os szinten a tájfun középpontjának szóródása a felhőrendszer középpontja körül átlagosan 1–1,5 fokkal nagyobb, mint a talaj menti tájfuné. Az is kiderül, hogy az 500 mb-os szinten a tájfun középpontja túlnyomó többségben (a 0 típus kivételével) a felhőrendszer középpontjának áthelyeződési irányhoz képest a hátsó oldalon helyezkedik el.

A fent ismertetett vizsgálatok legfontosabb eredményeit az alábbiakban foglalhatjuk össze:

1. A tájfunok központi légnyomását a műholdas felhőképek alapján az I. ábrán bemutatott grafikonokkal határozhatjuk meg. Először el kell végeznünk a tájfun osztályozását, az I. táblázatban bemutatott osztályozási ismervek alapján. Azt követően pontosan megmérjük a felhőrendszer átmérőjét. A megfelelő görbe mentén a megadott átmérőhöz (abszcisszához) tartozó nyomásérték (ordináta) a tájfun mélysége. Meg kell jegyeznünk, hogy a minimális légnyomás meghatározásánál 5–13 mb-os átlaghiba is felléphet. Ezért az így kapott minimális légnyomás inkább a tájfun intenzitási fokozatára jellemző.

2. A 2/a és 2/b ábra segítségével a tájfunok földfelszínen és 500 mb-os szinten levő középpontjának helyét a műholdas felhőképek alapján meghatározhatjuk.

IRODALOM

- Boucher R. I., Bowley C. J., Merritt E. S., Rogers C. W. C., Sheer P. E., Widger W. K., 1963: Synoptic Interpretations of Cloud Vortex Patterns as Observed by Meteorological Satellites. Final Rep. under contract No. C. w. b. - 10630. NWSC V. S. W. B.*
- Fritz S., Hubert L. F., and Timchalk A., 1966: Some Inferences from Satellite Picture of tropical Disturbances. Monthly Weather Review, Vol. 94, No 4.*
- Hubert L. F., 1964: WMO Inter-regional Seminar on the Interpretation and Use of Meteorological Satellite Data. Part I, Part II. Tokyo, 1964. Meteorological Agency, Tokyo.*
- Hubert L. F. and Timchalk A., 1964: Accuracy of TIROS Hurricane Location Journal of Applied Meteorology, Vol. 3. No. 2.*
- Meteorologische Abhandlungen, Berlin, Bd. 93, 102, 114, 121.*
- Täglicher Wetterbericht, Offenbach, 1968 - 73.*
- Vernon F. D., 1972: A Technique for the Analysis and Forecasting of Tropical Cyclone Intersities From Satellite Picture. NOAA Technical Memorandum NESS 36. Washington, D. C.*
-

Об одном случае влияния адсорбированной воды на льдообразующую активность ядер

ЛЮБОМИР ЛЕВКОВ, Геофизический институт, Болгарская академия наук, София

The Effect of Adsorbed Water on the Ice Forming Activity of Nuclei. The author and his mates have been doing experimental researches referring to the formation of ice crystals in the atmosphere. The present study is the succeeding station of this research. The conditions for the formation of ice crystals on AgI nuclei are described depending on the character of water vapour adsorption of the nuclei presented; it is stated that the ice forming activity of AgI is the greatest in the case when dry AgI particles mix with over-cooled water drops.

*

Az adszorbeált víz hatása a magvak jégképző aktivitására. A szerző és munkatársai évek óta végeznek olyan kísérleti kutatásokat, amelyek a jégkristályok légköri képződésére vonatkoznak. Jelen dolgozat e kutatásnak egy soron következő állomása. A szerző leírja a jégkristályok ezüstjodid magvakon való keletkezésének attól függő feltételeit, hogy a bemutatott magvak vízpára adszorpciója milyen jellegű, valamint megállapítja azt, hogy az AgI jégképző aktivitása akkor a legnagyobb, amikor a száraz AgI részecskék a túlhűtött vízcseppekkel érintkeznek.

*

1. Введение

Вопрос об эффективности ядрообразования льда связан с оптимальным сочетанием условий воздушной среды и состояния ядер. Начальной стадией процесса образования зародышей льда является адсорбция молекул пара на определенных местах на грани льдообразующего ядра. Спектральные исследования Морачевского, Дудровича и Попова [1], Бахановой и Киселева [2], Товбина и Будераской [3] показали, что на поверхности льдообразующих веществ AgI, PbI₂ и CnS адсорбируются молекулы воды. Так как вопрос о влиянии адсорбированного количества водяного пара на изменение льдообразующей активности ядер пока еще остается спорным, представляет интерес экспериментально найти эту зависимость. Здесь приводятся некоторые наши результаты, которые могут в известной мере осветить решение вопроса.

2. Метод работы

Замораживались посредством контакта отдельные водяные капли диаметром около 2,5 мм. Капли прикрепляются на термopаре, покрытой стеклом. Термopара подключена в точный регистрирующий гальванометр, который непрерывно записывает температуру капли вблизи ее поверхности. Термopара с прикрепленной к ней капли ставится в маленькую камеру (объем 15 см³), охлаждающуюся жидким азотом. При введении в камеру капля попадает всегда в ее геометрический центр, где пересекаются и геометрические оси четырех боковых отверстий для освещения, микроскопического наблюдения и установления контакта с испытуемыми льдообразующими частицами. В одно из отверстий введена вторая термopара для контроля температурного режима воздуха в камере.

Во всех случаях применялся следующий способ: 1. капля дистиллированной воды прикрепляется к термopаре и помещается в камеру; 2. температура в камере понижается до желанного уровня, который контролируется второй термopарой; 3. выжидается, пока капля примет ту же температуру, что контролируется сравнением показаний двух термopар; после этого происходит контакт. Проведены две серии опытов: 1. испытание кристаллизационной активности порошка из AgI, полученного при сгорании пиротехнического состава; 2. испытание кристаллизационной активности обработанного водяным паром порошка AgI, полученного того же пиротехнического состава.

1. эксперимент. На конце железной проволоки прикреплены с помощью тонкой медной проволоки кусочки пиротехнического состава R—1, полученного в Чехословакии и эквивалентного 0,1 г. AgI, а так же две спички. Головка одной спички совпадает с краем кусочка состава, а другая спичка выдается на 1 см.

вперед. Эта спичка зажигается, и перед тем как она воспламеняет вторую спичку вместе с пиротехническим составом, проволока вводится в 20-литровую аэрозольную камеру через отверстие в ее крышке. В этом же сосуде помещено приспособление, с помощью которого можно открывать или закрывать поставленную на дно стеклянную пластинку. При закрытом положении пластинки пиротехнический состав сгорает. Подсчитано, что все частицы AgI радиусом больше $1 \mu\text{m}$ оседают на дно сосуда при максимальной продолжительности времени после сгорания не больше шести минут. После сгорания смеси выжидается 6 минут, пластинка открывается, и на ней оседает аэрозоль с размерами меньше $2 \mu\text{m}$ в течение одного часа.

По предложенному нами методу [4], с помощью стеклянной нити, на конце которой захвачены несколько кристалликов осажденного аэрозоля, проделаны 90 опытов контактного замораживания переохлажденных в камере капель. Данные были обработаны [5] и получилась средняя характерная температура контактной нуклеации $T_1 = -4,0^\circ\text{C}$.

2. *эксперимент.* Пластинка с осажденным по описанному способу AgI помещалась на 24 часа в воздушную среду при относительной влажности $f = 98\%$. После этого с обработанным AgI проделаны 90 опытов контактного замораживания и получена средняя характерная температура $T_2 = -6,6^\circ\text{C}$.

3. Дискуссия

Вероятнее всего активность аэрозольных частиц определяется не только размером и строением частиц, но и распределением их активных мест. Нужно ожидать, что некоторые процессы могут изменять способность этих мест к ядрообразованию льда. Интенсивное вымывание кристаллов водой [6] понижает их льдообразующую активность. Описанные в настоящем сообщении результаты дают нам повод утверждать, что кристаллические грани ядер изменены их контактом с водяным паром, так что контактное льдообразование затруднено. Когда ядра полностью покрыты водой, как сообщается в одной нашей предыдущей работе [7], капли замерзают при температуре ниже -8 и -9°C . Если к AgI добавлено известное количество KNO_3 ядрообразование льда более эффективно [8].

Замерзание водяных капель вызывается ледяными зародышами. Образование льда, однако, можно получить посредством различных механизмов. Рассмотрим некоторых из них, соответствующие опытам цитированных работ. В экспериментах описанных в работе [6], частицы микронных размеров находятся в среде, для которой $p/p_B < 1$, $p/p_A > 1$.* При понижении температуры на «чистой» грани кристалла, без гигроскопических примесей и физических неоднородностей, заглаженной после промывания, образуется лед труднее путем ориентации адсорбированных молекул в решетке льда.

Этот процесс назван «льдообразование при отложении». При нем трудно себе представить, что образуется водяной слой. Если, однако, условия на грани такие, что молекулы воды легче задерживаются на ней, как это достигнуто при опытах, описанных в [8], прибавлением гигроскопических примесей, то на ядре может образоваться маленькая капелька водного раствора. Эта капелька замерзнет как чистая вода при соответствующем переохлаждении, если эффектом раствора можно пренебречь или если ее присутствие может быть причиной интенсивного отложения молекул воды вблизи нее. На этом месте молекулы воды при достижении пороговой температуры (-6 и -4°C) ориентируются в структуре льда. Кроме этого возможно и $p/p_B > 1$. Тогда может образоваться маленькая водяная капелька. Она будет расти, пока не достигнет равновесного радиуса соответствующего данному пересыщению и замерзнет, если выполнены условия для этого.

Если же кристаллики полностью покрыты водой, т. е. система — это большая водяная капля из суспензии AgI [7], или если ядро покрыто толстым водяным слоем, образование зародышей льда не будет эффективным. Этот случай относится к объемному замерзанию. При опытах, описанных в настоящей работе, оказалась существенной обработка ядер водяным паром для изменения льдообразующей активности при контактом замораживании водяных капель. Если активные места на поверхности граней кристалла разрушены посредством растворения и заглаживания перед контактом ядер с каплями, ядрообразование льда получается

* p — давление пара среды; p_B и p_A — давление насыщенного пара соответственного над ровной водной и ровной ледяной поверхностью.

при более низких температурах (-6 , -7 °C) по сравнению с температурами замерзания капле при контакте с ядрами необработанными водяным парам (-4 и -5 °C). В случае, когда ядра находятся в среде близкой к насыщению, для некоторых активных мест грани кристалла может существовать и $p/p_B > 1$. Это конечно, приводит к отложению молекул воды и к растворению активных мест. В случае, когда сухая частица доводится до контакта с переохлажденной каплей, она более активна, так как вероятная скорость льдообразования больше скорости растворения активных мест.

Заключение

1. AgI проявляет самую высокую льдообразующую активность (-4 , 0 °C) при контакте его сухих частиц с переохлажденными водяными каплями. Интенсивная обработка кристалликов водяным паром, понижает их активность ($-6,6$ °C); промывание водой дезактивирует их еще больше ($-9,9$ °C); частицы AgI в водной суспензии слабо активны (с -8 до -13 °C); прибавление KNO_3 к промытым частицам AgI, возвращает им льдообразующую активность (-7 °C).

2. При подходящем давлении пара на некотором благоприятном месте грани кристалла собираются молекулы воды. Причиной этого могут быть и некоторые специфические электрические и другие физические свойства поверхности ядра как и присутствие гигроскопических веществ. На таких местах образуется молекулярный водяной слой даже при таком давлении пара, для которого $p/p_B < 1$. При пониженной температуры подвижность молекул воды на грани кристалла уменьшается и они бывают зафиксированы в один момент под влиянием подкладки в деформированном ледяном зародыше, а этот зародыш вырастет при $p/p_B > 1$ в ледяном кристалле. Поэтому на поверхности ядра при понижении температуры может наблюдаться появление как водяных капель (чистых или раствора), так и льда, но на других местах [9].

3. Эффективное ядрообразование льда связано с оптимальным отложением молекул воды на ядро до достижения порога кристаллизации, т. е. максимальной температуры, при которой процесс кристаллизации идет с заметной скоростью. Согласно потенциальной теории адсорбции [10], адсорбционные силы образуют непрерывное потенциальное поле, сравнительно медленно убывающее с расстоянием от поверхности, поэтому возможна многослойная адсорбция. Действующие на поверхности Вандервальсовы силы (их самое существенное слагаемое — дисперсионные силы) задерживают адсорбированные молекулы пара на поверхности адсорбента (или на самых активных его участках), образуя тонкий полимолекулярный слой.

Задержанные этим способом молекулы воды при понижении температуры ниже пороговой занимают свои места в льдоподобной структуре. Льдообразование труднее начинается в одном крепко связанном адсорбированном слое, который находится в равновесии с массой воды, или же когда большая часть поверхности ядра покрыта тонким водяным слоем; легче оно начинается в неориентированном водяном слое ядра, который быстро входит в контакт с молекулами воды.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Морачевский, В. Г., Дубрович, Н. А., Попов, А. Г., (1973): «О роли адсорбции в гетерогенном замерзании воды, Тр. VIII международная конференция по нуклеации, Ленинград
- [2] Бахалова, Р. А., Киселев, В. И., (1973): Исследование механизма образования льда на льдообразующих аэрозолях, Тр. VIII межд. конф. по нуклеации, Ленинград
- [3] Тобин, М. В., Бударская, Г. Г., 1973: Исследование адсорбции паров воды на ядрах конденсации и кристаллизации, Тр. VIII межд. конф. по нуклеации, Ленинград
- [5] Генадиев, Никола, Любомир Левков, 1974: «Върху замръзването на водни капки под действието на AgI, PbI- и CuS.», Изв. на Геофизичния и-т на ВАН, т. XIX, стр. 25—42.
- [4] Levkov, L. 1971: «Congelation de gouttes deau au contact de particules de CuS», J. de Recherches Atm., vol. 5, N 3, p. 133.
- [6] Levkov, L., 1975: Comptes rendus de l'Academie bulgare des Sciences t. 28, N8.
- [7] Genadiev, N., L. Levkov, 1969: «Inactivation of silver iodide particles in supercooled water drops», Comptes rendus de l'Acad. bulgare des Sciences, t. 22, N4, p. 399.
- [8] Levkov, L., 1975: «On a Case of variation of AgI Ice-Forming activity, Comptes rendus de l'Academie bulgare des Sciences, t. 28, N4.
- [9] Layton, R. G. and Steger, J., 1969: Journ. Atm. Sci., 26, N3, p. 518.
- [10] J. H. de Boer, 1953: „The dynamical character of adsorption”, Oxford at the Clarendon press.

A felszíni légnyomás és a geopotenciál területi átlagának idő-sora Európában

RÁKÓCZI FERENC, ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest és PRÁGER TAMÁS, Központi Meteorológiai Intézet, Budapest

Time Series of the Territorial Average of Surface Pressure and Geopotential Height in Europe. The harmonical analysis of the $\bar{p}(t)$ functions deduced from the average surface pressure of the European sector is done by the authors. The examination is extended to a five-year period (1969–73). By the comparison of the virtual energy of the characteristic atmospheric instabilities their role in the formation of the average pressure relations is pointed out and the related circulatory peculiarities are analyzed.

*

Изучение временного ряда территориальных средних величин приземного атмосферного давления и геопотенциальной высоты в Европе. Авторами произведен гармонический анализ функций $\bar{p}(t)$, выведенных из среднего приземного атмосферного давления за 5 лет (1969—1973 гг.). Из сравнения виртуальной энергии характерных атмосферных неустойчивостей выявляется их роль в образовании условий среднего давления и анализируются связанные с этим особенности циркуляции.

*

A meteorológiai mezők numerikus előrejelzésekor, távprognosztikai feladatokban, a mezők objektív osztályozásakor elterjedten használják a mezők matematikai módszerekkel történő felbontását [1, 2]. A mezők felbontása során, például a *Csebisev*-polinomokkal történő felbontás esetén, elsődleges feladat a mezőértékek területi átlagának a meghatározása, két mező esetén ugyanis az átlagból vett eltérések rácsponthonkénti összehasonlításával megadhatjuk a mezők analógiafokának a mértékszámát.

A szinoptikus gyakorlat, de különösen az objektív analízis és a numerikus előrejelzés számára előnyt jelent olyan populációk szétválasztása, amelyek közel azonos módon parametrizálhatók. Ilyen vizsgálatok alkalmával az adott terület időjárására ható akciócentrumokat magában foglaló metszet kiválasztása elsősorúen fontos. Vizsgálataink során a $\varphi = 65^\circ - 30^\circ\text{N}$ és $\lambda = 30^\circ\text{W} - 60^\circ\text{E}$ szektorra leszünk tekintettel, mivel ez a terület jól megegyezik a német nyelvű irodalomban „Grosswetterlage”-nak nevezett makroszinoptikus helyzetek elemzésekor figyelembe vett területi egységgel, de összhangban van az orosz nyelvű irodalomban a természetes szinoptikus körzettel jelzett területekkel is. Ezenkívül a jelzett szektor és a hazai szolgálatban használt szinoptikus térképek mérete is jól egyezik, továbbá e terület lefedi a műholdképek vételi tartományát is, így a távlati célkitűzésekbe, a további kutatásokba ezek információi is bevonhatók.

A tengerszintre átszámított légnyomás szélességi körönkénti átlagait ismerjük [3], de nem találkoztunk a szakirodalomban a fent említett szektor átlagos területi légnyomásértékeire vonatkozó adatokkal, jóllehet ezeket az adatokat a mezőfelbontási eljárások némelyikében felhasználják. Jelen tanulmányunkban 5 év (1969–1973) alapján, a napi szinoptikus térképek felhasználásával, $\Delta\varphi = 5^\circ$; $\Delta\lambda = 10^\circ$ léptékű földrajzi rácshálózat értékeinek az alapján a

$$\bar{p} = \frac{1}{A} \iint p(\varphi, \lambda) d\varphi d\lambda$$

mennyiség idősorát vizsgáljuk. A fenti integrálátlagot számtani középértékkel becsülve $\bar{p}(t)$ függvényhez jutunk és arra keressük a választ, hogy ez a függvény milyen hullámokból tevődik össze. A $\bar{p}(t)$ függvényben fellelhető rejtett periód-

dusok vizsgálatát *Fourier*-analízissel végezzük el, és a kapott eredmények interpretációját mutatjuk be. Vizsgálataink során nemcsak a talajnyomásra voltunk tekintettel, hanem az 500 mb-os felszín geopotenciáljait is tanulmányoztuk.

A felhasznált matematikai módszer

Általánosan elterjedt gyakorlat, hogy a keresett hullámokat trigonometrikus függvényekkel állítják elő. A kitűzött cél megvalósítására alkalmas *Fourier*-analízis fő lépései a következők:

a) Meghatározzuk, hogy melyik $[0, T]$ időintervallumban kívánjuk vizsgálni az $f(t)$ függvényt, és ezzel determináljuk a figyelembe veendő hullámösszetevőket. $[0, T]$ intervallum esetén a $T, 1/2T, 1/3T, 1/4T$ periódusú ($\omega = 2\pi/T$) $\cos \omega t, \sin \omega t, \cos 2\omega t, \sin 2\omega t \dots$ ortogonális függvényrendszer elemeit célszerű választanunk. Ha a t időt napokban mérjük és a vizsgálatot havi felbontásban hajtjuk végre, $T = 30$, ill. 31.

b) Meghatározzuk a megoldásnál figyelembe vett hullámok N számát. N -et esetünkben 10-nek választottuk.

c) Meghatározzuk az $f(t)$ függvényt legjobban közelítő N -ed rendű trigonometrikus polinómot, amely az ortogonális hullámok szuperpozíciójából fog állni. Legyen ennek az alakja

$$p_N(t) = a_0 + \sum_{i=1}^N (a_i \cos i\omega t + b_i \sin i\omega t).$$

d) Mivel $p_N(t)$ az $f(t)$ függvény legjobb közelítése, komponensei is a lehető legjobban megközelítik az $f(t)$ -ben fellépő periodikus hullámokat, vagyis $p_N(t)$ előállításával analizálhatjuk $f(t)$ -t. Az egyes hullámok szerepének az összehasonlításakor szokásos az A_i/a_0 amplitúdó arányok egybevetése, vagy a $\rho_i = 1/2 \sqrt{2}(A_i/a_0)$ indexek összehasonlítása, amelyek az egyes komponensek energiáját jellemzik.

A legjobban közelítő N -ed fokú trigonometrikus polinóm előállításakor két esetet különböztethetünk meg:

a) az $f(t)$ függvényt az egész $[0, T]$ intervallumban ismerjük. Ekkor ez approximációs feladat. A közelítés jóságát az

$$R_N = \int_0^T [f(t) - p_N(t)]^2 dt$$

négyzetes középben vett eltérés méri;

b) amennyiben az $f(t)$ függvényt a $[0, T]$ intervallumnak csak egyes, többnyire ekvidisztans alappontjaiban ismerjük, a közelítés interpolációs feladatba megy át. A közelítés jóságát ebben az esetben is a négyzetes középben vett eltéréssel mérjük, de ennek diszkrét alakját használjuk:

$$R_M^N = \sum_{k=1}^M \left[f\left(k \frac{T}{M}\right) - p_N\left(k \frac{T}{M}\right) \right]^2 = \sum_{k=1}^M [f(t_k) - p(t_k)]^2$$

Adott feladatunknál $M = 30$, ill. 31.

Approximációs feladat esetében $p_N(t)$ megkeresése viszonylag könnyű, mert ismeretes, hogy az $f(t)$ függvényt négyzetes középben az összes N -ed fokú trigonometrikus polinómok közül, a *Fourier*-sorának N -edik szelete közelíti meg legjobban.

Az interpolációs feladatra vonatkozó eljárást *Bessel* és *Runge* dolgozták ki; eljárásuk a *Fourier*-együtthatók kiszámításának diszkrét pontos megfelelője.

Konkrét feladatunkban a nyomási és geopotenciál átlagok *Fourier*-analízisekor az alábbi módosítást vezettük be.

$$\text{Az } \left\{ f(t_k) \right\}_{k=1}^{31, \text{ ill. } 30} = \left\{ f(k) \right\}_{k=1}^{31, \text{ ill. } 30} \text{ havi adatsorból először az } a_0 \text{ együtthatónak}$$

megfelelő havi átlagnyomást, illetve átlagos geopotenciált állítottuk elő. Ezután azonban nem folytattuk az analízist, mivel meg akartuk vizsgálni, hogy kimutatható-e az évi légnyomási hullám a négy (jan., ápr., júl., okt.) elszigetelt adatsorból. Ez a [0,365] intervallumban végzett *Fourier*-analízist jelenti $N=1$ mellett. Itt a [0,365] intervallumot csak [0,31] (jan.), [90,120] (ápr.), [181, 212] (júl.) és [273,304] (okt.) részintervallumokban ismerjük. A *Bessel*-séma alkalmazására nem kerülhet sor, mivel a diszkrét ortogonalitás a részintervallumokon nem teljesül. Ez esetben az optimális illesztést a következőképpen végezzük el.

1. Előállítjuk az a_0 -tól vett eltéréseket és az évben elfoglalt helyük szerint átindexezzük az adatokat.

2. Most egy homogén $P(t)$ négyzetesen legjobban közelítő trigonometriai polinómot keresünk

$$P(t) = A \cos \omega t + B \sin \omega t \quad \left(\omega = \frac{2\pi}{365} \right)$$

alakban. Az A és B együtthatók meghatározása az ortogonalitás hiánya miatt most bonyolultabb. R minimalizálásakor L indexet a hónap határozza meg és így írhatjuk:

$$\frac{\partial R}{\partial A} = \sum_{k=L}^{L+N} [f(k) - P(k)] \cos \Omega k = 0$$

$$\frac{\partial R}{\partial B} = \sum_{k=L}^{L+N} [f(k) - P(k)] \sin \Omega k = 0$$

Átrendezve és $P(t)$ kifejezett alakját beírva:

$$\sum_{k=L}^{L+N} f(k) \cos \Omega k = \sum_{k=L}^{L+N} A \cos \Omega k + B \sin \Omega k \cos \Omega k,$$

$$\sum_{k=L}^{L+N} f(k) \sin \Omega k = \sum_{k=L}^{L+N} A \cos \Omega k \sin \Omega k + B \sin^2 \Omega k,$$

egyenlőségeket kapjuk $N=1$ esetén:

Bevezetve a

$$\sum_{k=L}^{L+N} \cos^2 \Omega k = F_1$$

$$\sum_{k=L}^{L+N} \cos \Omega k \sin \Omega k = F_2$$

$$\sum_{k=L}^{L+N} \sin^2 \Omega k = F_3$$

$$\sum_{k=L}^{L+N} f(k) \cos \Omega k = S_1$$

$$\sum_{k=L}^{L+N} f(k) \sin \Omega k = S_2$$

jelöléseket kapjuk:

$$S_1 = AF_1 + BF_2,$$

$$S_2 = AF_2 + BF_3$$

és innen a keresett A és B könnyen kifejezhető.

Ezt követően folytattuk a *Fourier*-analízist, és itt 10 hullám szerepét vizsgáltuk. Ezek amplitúdóját és fázisát határozva meg az 5 év megfelelő hónapjára vonatkozó $\tilde{p}(t)$ függvényekre külön-külön és a kapott amplitúdókat átlagoltuk. Abból a célból, hogy az egyes hullámok fizikai interpretációját világosan lássuk, röviden összefoglaljuk az egyes hullámok karakterisztikus jellegét [4].

Sorszám:	Periódus (nap):	Kar. instabilitás:
1. hullám	30	ultrahosszú, ár-apály
2. hullám	15	ultrahosszú
3. hullám	10	Rossby-hullám
4. hullám	7,5	Rossby-hullám
5. hullám	6	Rossby-hullám
6. hullám	5	Rossby-hullám
7. hullám	4,2	Rossby-hullám
8. hullám	3,75	külső gravitációs
9. hullám	3,33	külső gravitációs
10. hullám	3	külső gravitációs

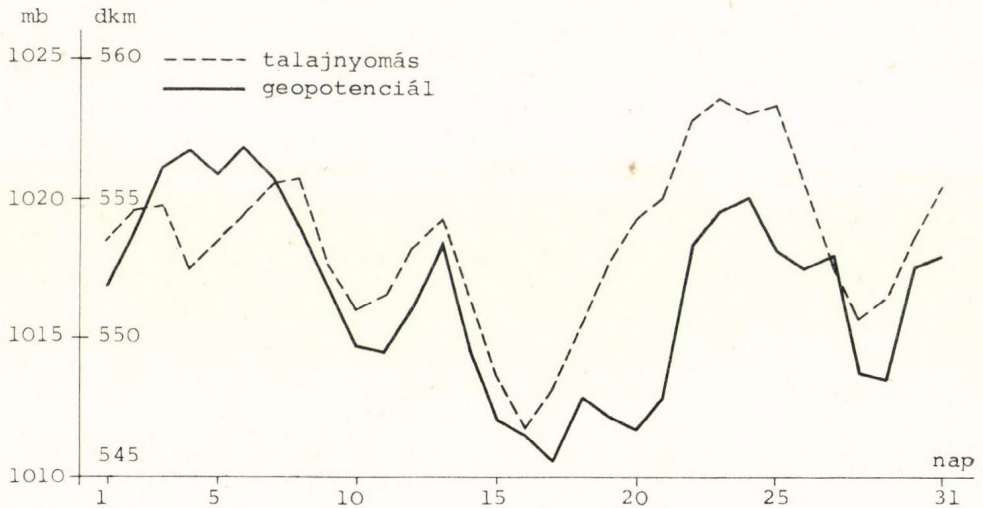
A kapott adatok meteorológiai interpretálása előtt célszerű a szóba jöhető hullámfajták fizikai természetéről és karakterisztikus méreteiről néhány szót szólni. Mint azt a fenti táblázat mutatja, a következő hullámfajtákról van szó: ultrahosszú termikus (globális cirkulációs) és ár-apály hullámok, *Rossby*-hullámok, külső gravitációs hullámok.

A szakirodalomban „ultrahosszú” hullámoknak nevezett mozgásformák nem mások, mint a légkör általános cirkulációjának alapmozgásai. Ezek a mozgások lényegében hemiszférikus méretűek. Elindítóik a földrajzi szélességek szerinti és a szárazföldek és tengerek közötti hőmérsékleti különbségek. Ezeknek az átviteli mechanizmusoknak a szakaszosságában jelentkezik hullámformájuk. E mozgások karakterisztikus mérete térben és időben egyaránt nagy, így a 10 000–18 000 km hullámhosszú hullámokból mindössze 2–3 fér el a hemiszférán és a 30 napos rezgésidő miatt egy évszakban legfeljebb 3 teljes periódus figyelhető meg. Ezek a hullámok főleg a havi átlagok változásából mutathatók ki. Ez az átviteli mechanizmus hozza létre a hemiszférikus nyomáseloszlást, a klimatikus anticiklonokat (pozitív anomáliák) és ciklonokat (negatív anomáliák). A fellépő nyomási gradienserő indítja útjukra a *Rossby*-hullámok néven ismert instabilitásokat, azaz a mérsékelt égövi ciklonokat. Karakterisztikus méretük 2000–4000 km, időtartamuk 5–8 nap. A *Rossby*-hullámoknak a helyi domborzati és termikus kényszerek által előidézett instabilitásai a külső gravitációs hullámok. Nevükben a „külső” jelző azt jelenti, hogy okozójuk nem valami rendszeren belüli mechanizmus, hanem attól független külső kényszerek. A rendszer itt ciklont, ill. *Rossby*-hullámokat jelent, így ezek a hullámok a *Rossby*-hullámok külső energiaforrásai vagy nyelői lehetnek. Az energiaátadási folyamatok irányát a *Rossby*-hullámok és ezeknek a 3 nap alatti rezgésű, 500–1000 km-es nagyságrendű mozgásoknak évszakai amplitúdó arányaival vizsgálhatjuk.

Számítási eredmények

A vizsgált 5 évi (1969–1973) periódus minden évszakának középső hónapjára előállítottuk a $\tilde{p}(t)$ függvényeket, azaz összesen 20 függvényünk van a légnyomási és 20 függvényünk a geopotenciál értékek esetén. A függvények bonyolult hullámjellegűek és érzékeltetik a vizsgált területre történő tömeg be-

és kiáramlások időbeli menetét. A függvények pusztá felvázolásával is világos, hogy a feltöltődési és kiáramlási szakaszoknak bizonyos rendszeréről van szó, jóllehet periódusuk és amplitúdójuk változó, de ha a rendszer egyirányú fejlődése megindul, az hosszabb-rövidebb ideig fennáll. A függvények tanulmányozása arra is rávilágít, hogy a talajnyomás esetén a kép bonyolultabb, míg a légkör felező magasságát jelentő 500 mb-os szint magasságának a megváltozása kiegyensúlyozottabb képet mutat. (A fentieket illusztrálja az 1. ábra, amelyen az 1973. januári adatokat tüntettük fel. A többi függvény hasonló jellegű.)



1. ábra. Példa a $\tilde{p}(t)$ függvény menetére, 1973. január

A kapcsolatos Fourier-analízis eredményeit, vagyis annak a kérdésnek a vizsgálatát, hogy a szóba jöhető hullámok milyen energiát képviselnek a $\tilde{p}(t)$ függvény menetében, az 1. táblázatban mutatjuk be. Az 1. táblázatban feltüntetjük a hullámhosszat (λ), a hozzájuk rendelhető napok számát, és az egyes hónapok esetén a kérdéses hullámok $\sqrt{a_n^2 + b_n^2}$ amplitúdóinak az 5 évi átlagát, mind a talajnyomás mező, mind az 500 mb-os felszín magassága esetén.

I. TÁBLÁZAT
A $\sqrt{a_n^2 + b_n^2}$ amplitúdók évszakos átlagai

Napok	Talaj				500 mb				Budapest			
	Jan	Ápr.	Júl.	Okt.	Jan.	Ápr.	Júl.	Okt.	Jan.	Ápr.	Júl.	Okt.
30,0 2π	2,88	1,36	1,06	1,44	3,02	1,94	0,94	1,90	0,80	0,40	0,40	0,60
15,0 π	2,00	0,62	1,04	1,46	2,08	1,64	1,28	1,62	0,80	0,60	0,20	0,40
10,0 $2\pi/3$	1,20	1,06	0,66	0,78	1,44	1,56	0,82	1,40	0,40	0,40	0,10	0,40
7,5 $\pi/2$	0,98	1,02	0,60	0,84	0,58	1,54	0,58	0,92	0,30	0,10	0,30	0,70
6,0 $2\pi/5$	0,82	0,64	0,50	0,66	0,76	1,32	0,70	0,90	0,30	0,20	0,30	0,40
5,0 $\pi/3$	0,76	0,48	0,56	0,74	0,70	0,98	0,64	0,95	0,40	0,30	0,10	0,10
4,3 $2\pi/7$	0,22	0,38	0,34	0,46	0,66	0,92	0,48	0,78	0,60	0,30	0,20	0,20
3,7 $\pi/4$	0,36	0,40	0,30	0,48	0,50	0,96	0,28	0,30	0,00	0,10	0,20	0,20
3,3 $2\pi/9$	0,22	0,24	0,22	0,24	0,30	0,82	0,40	0,50	0,20	0,10	0,10	0,10
3,0 $\pi/5$	0,30	0,14	0,18	0,24	0,44	0,78	0,26	0,40	0,00	0,00	0,00	0,10

A táblázat utolsó 4 oszlopában Budapest napi átlagos talajnyomás-értékeinek a *Fourier*-analízissel kapott eredményeit mutatjuk be.

Amint az *I. táblázat* eredményeiből látható, minden évszakban legnagyobb átlagos amplitúdójú a 30 napos hullám. Ez a hullámfajta az ultrahosszú hullámmal karakterizálható. A 7,5–4,2 napos Rossby-hullámok jelentős energiával jelennek meg a téli hónapokban, nyáron valamivel szerényebb energiaszintet képviselnek, de ez csupán abszolút értékben igaz, mivel nyáron a hosszabb hullámok energianívója is kisebb, mint télen. Az átmeneti évszakokban, de különösen áprilisban a 10 és 7,5 napos hullámok amplitúdója meghaladja a 15 napos hullámok szintjét, októberban a 7–5 napos hullámok jelentkeznek megemelt energiaszinttel. A 3,7 napos hullám – a nyár kivételével – nagyobb energiát képvisel, mint az öt megelőző 4,2 napos hullámhosszú hullám.

A táblázat tanulsága kettős: egyrészt világos, hogy egy ekkora terület időjárási helyzetében a legnagyobb energianívót az ultrahosszú és *Rossby*-hullámok képviselik, más oldalról az alkalmazott rácstechnika a rövidebb hullámhosszú jelenségeknek a szerepét bizonyos értelemben kiszűri. Nagy energiával azok a hullámok jelentkeznek, amelyek a terület egészén vagy legalábbis jó részén, azonos fázisban lépnek fel. A rövidebb hullámok a terület különböző részein eltérő fázissal jelentkeznek, így egy részük kiküszöbölődik. Jól látható ez a táblázat utolsó oszlopaiban. Itt ugyanis egészen más mintavételi technikáról: egy rögzített pontban végrehajtott mérési eredmények időbeli átlagáról van szó. A terület fölött azonosan fellépő hullámok energiája itt is a legmagasabb energiaszinttel jelentkeznek, de a különböző években más-más fázisban és amplitúdóban megjelenő hullámok véletlen egymásra rakódása következtében csökkentett amplitúdóval. A 4,2 napos hullám januárban emeltebb szinten jelenik meg, de az előzőhöz viszonyítva a többi évszakban is emelkedő tendenciát mutat, ami a mintavételi eljárásból teljesen érthető; e hullámoknak nagyobb az előfordulási gyakorisága. A budapesti idősor *Fourier*-analízise arra is rávilágít, hogy az ilyen természetű hullámok tényleges természetének feltárására a területi átlagok idősora jóval alkalmasabb, mint egy rögzített pontban végrehajtott észlelésekből leszarmaztatott idősor.

A geopotenciálból levezetett adatok analízisét három lépésben végezzük el, és tanulmányozzuk

- a) a havi átlagok viselkedését,
- b) a hullámok évszakai átlagainak menetét,
- c) a hullámok évi átlagainak változásait.

A havi átlagok viselkedése becslést nyújt az 500 mb-os felület magasságának évi menetére és a 30 napnál hosszabb időtartamú kicserélődési folyamatok fázisaira vonatkozóan. A havi átlagmagasságok a *II. táblázat* adatai szerint alakultak.

II. TÁBLÁZAT
Az átlagos geopotenciál magasságok

Év	Jan.	Ápr.	Júl.	Okt.
1969	549,3	556,1	575,5	562,3
1970	547,9	557,8	574,8	564,2
1971	549,2	555,1	574,9	563,1
1972	549,1	557,2	577,2	564,5
1973	551,6	557,7	574,4	563,9
Átlag:	549,4	556,7	575,8	563,6

A II. táblázat eredményeiből az alábbi megállapításra juthatunk:

Az évi járás amplitúdója 25–27 gpdm; ez elég tekintélyes érték, nyári maximummal és téli minimummal, vagyis a felszíni légnyomás évi járásával ellentétes menettel.

Az évi járás nem szimmetrikus: október valamivel távolabb van a nyári maximumtól, mint április a téli minimumtól. A szinuszosnak föltételezett évi hullám fáziskésése 30–35 nap, s ez felülmúlja a felszínen föllépő értéket.

Az egyes évek négy hónapjából képzett átlagoknak a különbségei lényegesen kisebbek, mint a havi értékeké, a szélsőségek egy éven belül kiegyenlítődni látszanak; évi ciklusban a légkör közel azonos alapállapotból indul ki. Ennek az átlagnak a becslésére jó érték az 5 év átlagának középértéke, amely 561,3 gpdm értékkel az októberi és az áprilisi 5 éves átlagok közé esik.

III. TÁBLÁZAT

$A\sqrt{a_n^2 + b_n^2}$ amplitúdók évi átlagai

	1969	1970	1971	1972	1973
1. (30)	1,90	1,67	1,72	2,70	1,70
2. (15)	2,25	1,27	2,20	1,40	1,33
3. (10)	1,15	1,50	1,42	1,17	0,93
4. (7,5)	1,50	0,75	0,57	0,85	0,66
5. (6)	0,80	0,80	0,90	1,07	1,02
6. (5)	0,75	0,75	0,90	0,87	0,90
7. (4,2)	0,80	0,22	0,37	1,15	1,06
8. (3,75)	0,37	0,60	0,45	0,57	0,70
9. (3,33)	0,60	0,32	0,45	0,55	0,63
10. (3)	0,47	0,37	0,27	0,57	0,70

A területi átlagok változásában észlelhető hullámok évszakos amplitúdójának átlagait az I. táblázat tartalmazza. Ezek az egyes hullámfajták által területen keresztül továbbított energiamennyiség évszakos eloszlásának numerikus mutatóiként foghatók fel.

A hullámok amplitúdója januárban a legnagyobb és júliusban a legkisebb, áprilisban és októberben közel azonosak. Az anomáliák megjelenésének és energiájának évi menete van, téli maximummal, ami az advektív hőmérsékletváltozás intenzív időszaka. Ekkor a nagy légtömeg-áthelyeződések fokozódnak, amint azt a 30 napos hullám kiugróan nagy amplitúdója is mutatja. A 15 napos hullám amplitúdója csupán júliusban nagyobb, mint a 30 naposé, ez a viszonylag magas virtuális energiaszint a globális cirkuláció e félévbéli viszonylagos lanyhulását jelzi.

Táblázatunkban a 7,5–5 napos *Rossby*-hullámok április és októberi maximuma szembetűnő. A kezdetben magasabb januári amplitúdóértékeket a sorfejtésben a 4. hullámnál ugrásszerűen szárnyalják túl az áprilisi és októberi értékek. A napéjegyenlőség időszakában a térség energiájának tehát jelentős részét képviselik, rajtuk keresztül indul meg és hal el a téli élénk globális cirkuláció. Egyébként az is világosan látható, hogy áprilisban a nagyobb, a 7,5 napos mozgásformák a legerősebbek, míg októberben a kisebb, az 5 napos ciklonális hullámok felléptével erősödik meg ismét a légtömegcsere.

A kisebb mozgásformák nagy áprilisi virtuális energiája azt sejteti, hogy a térség globális cirkulációjának nyári leépülése, disszipációja nemcsak a *Rossby*-skálán, hanem kisebb skálákon, kényszerhullámok formájában is végbe megy. A viszonylagosan nagy virtuális energia megjelenése még a területi

átlagolás szűrő hatásának ellenére is megmutatkozik. Valószínű, hogy a kényszerhullámok áprilisban a ciklonoktól függetlenül is léteznek, és interferenciájuk a szűrőhatást is semlegesítő magas amplitúdókat eredményez.

Az éven belüli átlagok elemzése céljából mutatjuk be a *III. táblázat*ot. Adatai is kitűnően reprezentálják az éven belüli kiegyenlítődési folyamatot. A 30 és 15 napos hullámok amplitúdóaránya és abszolút értéke érdekes ingást mutat. Elképzelhető, hogy ezekben a hullámokban évszakos, sőt éves időszakos energiatárolás megy végbe, gerjesztési-visszacsatolási mechanizmussal.

Kiugró a ciklonális hullámok magas amplitúdója 1972- és 1973-ban, de a többi kisebb hullám virtuális energiája is megnő ezen időszak alatt, ami a nagytérségű mozgások fokozott energiaszegénységére utal.

Összefoglalva a legfontosabb tanulságokat, megállapíthatjuk:

1. Az éves és időszakos évszakok egyaránt jól mutatják, karakterisztikusan kiemelik az adott évek és évszakok általános jellemzőit, ami az ilyen térségekre vett átlagok adekvátságát, jól használhatóságát jellemzi.

2. A mozgások fajtáinak fizikai lényegét, a bennük lezajló energia-átalakulások mikéntjét is megvilágítja a fent leírt analízis, jóllehet a hullámhosszak önkényes megválasztása miatt csupán virtuális energiáról beszélhetünk. A pontosabb leírásra, energiaspektrum becslésre, a mező pontos sztochasztikus leírásán alapuló természetes sorfejtésre van szükség.

3. A területi átlagolásnak a geopotenciálmező anomáliáira gyakorolt hatása az autokorrelációs függvény szignifikáns részéről a kistérségű hullámzásra jellemző adalékrész leválasztásán keresztül a mező szerkezetének pontosabb megismerésére is lehetőséget ad.

IRODALOM

- [1] *Cihak, J.*: Die Verwendung von orthogonalen Polynomen in der Meteorologie. Archiv f. Met. Geoph. u. Bioklim. S. A. 12. 40–61. 1962.
- [2] *Czelnai R. – Rákóczi F.*: Expansions of Certain Meteorological Fields in Chebyshev Polynomials. Annales. Sectio Geologica. Tom. XV. 17–28. 1971.
- [3] *Rákóczi F.*: Annual Variations of Temperature and Pressure on the Northern Hemisphere. Időjárás, 78. 5. 300–301. 1974.
- [4] *Morel, P.*: Dynamic Meteorology. D. Reidel: Publishing Company Dordrecht-Holland. Boston USA. 1973.

A légköri aeroszol részecskék tömegkoncentrációja, ülepedési sebessége és tartózkodási ideje a troposzférában

SIMON ANTAL, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest

Mass Concentration, Sedimentation Velocity of Atmospheric Aerosol Particles and their Residence Time in the Troposphere. The aerosol mass concentration has been measured regularly for more than 10 years in the Central Institute of Atmospheric Physics. A continuous increase of $1,6 \mu\text{g}/\text{m}^3/\text{year}$ has been indicated by the yearly means of mass concentration demonstrating the increasing air pollution at the station located in the outskirts of Budapest. The sedimentation velocity of the aerosol particles is $1,18 \text{ km}/\text{day}$ in dry weather and $0,83 \text{ km}/\text{day}$ on rainy days. For the residence time of the particles in the troposphere a values of $1,53$ and $1,17$ day have been found on dry and rainy days respectively.

*

Концентрация по массе частиц атмосферных аэрозолей, их скорость осаждения и их время пребывания в тропосфере. В Институте физики атмосферы измеряется уже на протяжении десяти с лишним лет регулярно концентрация по массе аэрозолей. Устанавливается непрерывное увеличение (на $1,6 \text{ мг}/\text{м}^3 \text{ год}$) средней годовой концентрации по массе, то есть атмосферное загрязнение места наблюдений расположенного на окраине Будапешта увеличивалось. Предлагается авторами средняя суточная скорость осаждения частиц аэрозолей, в дни без осадков: $1,18 \text{ км}/\text{день}$, в дни с осадками: $0,83 \text{ км}/\text{день}$. Затем определяется значения времени пребывания частиц аэрозолей в тропосфере, в дни без осадков: $1,53$ дня, в дни с осадками: $1,17$ дней.

*

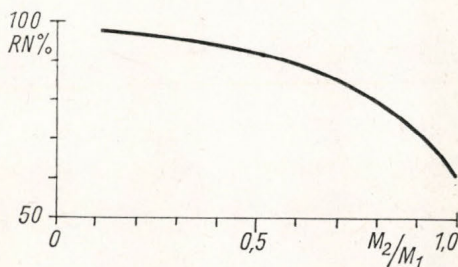
A Föld légköre részben természetes források hatására, részben az emberi tevékenység miatt, jelentős mennyiségű szilárd és cseppfolyós aeroszol részecskét tartalmaz. Földgömbi léptékben a természeti folyamatok következtében a légkörbe kerülő részecskék mennyisége jelenleg még meghaladja az emberi tevékenység hatására keletkezett részecskék mennyiségét (SMIC, 1971). Helyenként azonban már mutatkoznak éghajlatmódosító hatások a mesterségesen megnövelt részecske-koncentráció miatt. Ezért az aeroszol-kutatások fontos része a koncentráció esetleges trendjének nyomkövetése. Az aeroszol-részecskék terjedése szempontjából igen lényeges a részecskék ülepedési sebességének és légköri tartózkodási idejének meghatározása is, amely a légkör öntisztulási folyamatainak megítélését teszi lehetővé. Jelen munka hazai mérések alapján ezekkel a kérdésekkel foglalkozik.

Vizsgálataink során az alábbi mérő-módszereket alkalmaztuk:

Részecske-koncentrációmérés. A Budapest külterületén fekvő Központi Légkörfizikai Intézetben (a városközponttól kb. 15 km -rel DK-re) a légköri mesterséges eredetű radioaktív részecske-koncentráció méréséhez AUFS (később SYNFOR 4) típusú, csehszlovák gyártmányú ultramembrán szűrőket használunk (Simon, 1974). A szűrőkön 24 óra folyamán ismert mennyiségű levegő áramlik át, átlagosan $75 \text{ cm}/\text{sec}$ sebességgel. A felfogott részecskék össz-tömegét súlyméréssel állapítjuk meg. A súly szerinti meghatározást LB-105 típusú analitikai mérleggel végezzük, ennek érzékenysége $0,1 \text{ mg}$.

A szűrők tömegét 1965. január és 1968. december közötti időben előkezelés nélkül határoztuk meg. 1969. januártól a szűrőket az illó organikus anyagok eltávolítása céljából elektromos szárítószekrényben négy órán át 80°C -on tartottuk, majd exsiccatorban szárítottuk. Legalább 24 órai szárítás után mértük az

exponátlan szűrő tömegét. A szűrő expozíciója után az aeroszol-részecskék által ad- és abszorbeált víz elpárologtatása céljából a tömegmérés előtt 24 órai szárítás következett. Közismert ugyanis, hogy a szárított (M_2) és nem szárított (M_1) exponált szűrők tömege között jelentős különbség mutatkozik, amely a levegő relatív nedvességével hozható összefüggésbe. A korábbi időszakban mért részecske tömeg-koncentrációkon ezért a relatív nedvesség függvényében korrekciót alkalmaztunk. Az 1. ábrán ezt a korrekciós görbét adjuk meg. A relatív nedvesség értékeit a KLFÍ-ben működő meteorológiai állomás adataiból vettük.



1. ábra. Korrekciós görbe a nem szárított (M_1) szűrők tömegének szárított (M_2) tömegre való átszámítására a relatív nedvesség (RN) függvényében.

A részecske-koncentráció meghatározásának hibája függ az alkalmazott szűrő felfogási hatékonyságától, a felfogott részecskék tömegétől, a tömegmérés, valamint a térfogatmérés pontosságától. Az alkalmazott ultramembrán szűrők felfogási hatékonysága 100% a pórusátmérőnél nagyobb részecskékre (szita hatás), amennyiben az előírt felfogási feltételek teljesülnek (áramlási sebesség, izokinetika). A pórusátmérőnél kisebb részecskék felfogása részben felületi impakcióval, részben pedig a *Brown*-féle mozgással megy végbe a pórusok belsejében. Egyes vélemények szerint a szűrők elektrosztatikus töltése is szerepet játszik a felfogásban. Méréseink ezért közelítőleg a levegőben lebegő részecskék teljes tartományára vonatkoznak.

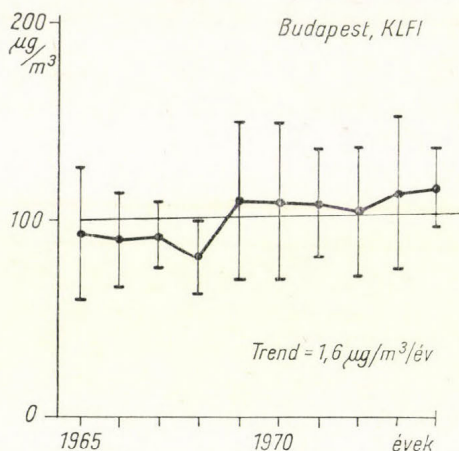
A tömegmérés alsó érzékenységéhez közeli tartományban a relatív mérési hiba igen megnövekszik, ezért kell a felfogott tömeget a lehetőséghez képest megnövelni. A térfogatmérés pontosságát az alkalmazott száraz vagy nedves gázórák pontossága szabja meg. A vizsgálat szerint a részecske-koncentráció mérés átlagos abszolút hibája a használt eszközöknél $\pm 10\%$ -nak vehető.

Ülepedésmérés. A nagyobb sugarú aeroszol-részecskék a gravitáció folytán gyorsan a talajra ülepednek. E részecskék mennyiségének mérése ún. *szedimentációs edényekkel* történik. A szedimentációs edényeknek az ülepedő részecskéket meg kell fogniuk úgy, hogy még lehetőleg a légköri turbulens hatások se tudják a felfogást megváltoztatni.

Az általánosan használatos szedimentációs edény 18 cm oldalmagasságú és 15 cm átmérőjű, felül nyitott üveghenger, amely alkalmas állványzaton a talajszint fölött 1,5 méter magasan van elhelyezve. Az edény alját a beléhulló részecskék megfogására desztillált víz borítja. A téli hónapokban hasonló célra a fagyveszély miatt *i-propilalkoholt* használunk. Az alkalmazott módszer abszolút hibája az elvégzett számítások szerint $\pm 25\%$. Kisméretű felfogó felülete miatt e szedimentációs edény csak havi minták gyűjtésére alkalmas.

A kitűzött cél elérésére *napi* ülepedés-adatokra volt szükségünk, miután a csapadék hatását külön kívántuk megbecsülni. Napi szedimentum mennyiségeket a napi radioaktív ülepedések méréséhez használt 0,08 m² felületű polietilén anyagú mintavevővel nyertük oly módon, hogy minden nap súlyméréssel

meghatároztuk az adott felületre hullott részecskék tömegét. A kifelületű szedimentációs edénnyel végzett mérés eredményeit a csapadékos és csapadék nélküli napok havi összegeinek arányával bontottuk fel havi csapadékos és csapadék nélküli ülepedés-értékre. Erre azért volt szükség, hogy a másutt szintén kifelületű edényekkel végzett mérések eredményeivel az adatokat összehasonlíthassuk. A nagyobb felületű mintavevővel, egységnyi felületre vonatkoztatva is, mindig nagyobb mennyiségeket fogtunk fel, a két mintavevő



2. ábra. A légköri aeroszol tömegkoncentrációjának évi középértékei, azok szórása és a középértékek tendencia egyenese.

eltérő geometriája miatt. Ez is indokolta a leírt módszer alkalmazását. A mérések eredményei alkalmasak a részecskék ülepedési sebességének és légköri tartózkodásuk idejének meghatározására.

A részecskekoncentráció-mérés eredményei. Az ismertetett mérőmódszerrel meghatározott és a jelzett időszakban a relatív nedvességgel korrigált adatok havi középértékeit az I. táblázatban adjuk meg. Ezen adatok szolgálták a további vizsgálatok alapjául.

A budapesti KLF1-ben tíz év alatt végzett ezen mérések adatai, s évi menetik szerint a szórások tavasszal és a nyár derekán a legalacsonyabbak, feltehető

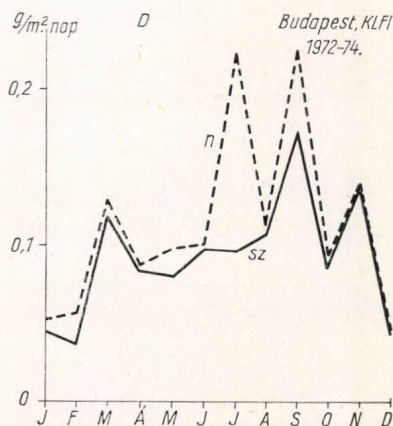
I. TÁBLÁZAT

A Budapest, KLF1-ben mért aeroszol-részecske tömegkoncentrációk havi középértékei és szórásértékei $\mu\text{g}/\text{m}^3$ egységben

Év	J.	F.	M.	Á.	M.	J.	J.	A.	Sz.	O.	N.	D.	\bar{K} .	$\pm\sigma$
1965	82	126	112	73	71	72	76	93	70	184	96	60	93	35
1966	144	109	116	86	87	70	81	69	106	63	68	85	90	24
1967	93	119	82	78	68	75	80	94	94	95	94	134	92	19
1968	121	78	74	81	62	86	82	73	61	85	58	98	80	18
1969	160	142	76	97	63	75	81	79	91	147	116	194	110	42
1970	190	190	99	84	78	81	91	78	111	134	96	86	110	41
1971	161	117	115	95	86	89	74	95	118	74	127	146	108	28
1972	161	137	107	58	70	65	75	81	105	115	142	134	104	34
1973	172	106	116	59	74	80	77	96	110	173	156	145	114	40
1974	120	126	126	112	91	151	113	82	103	127	114	140	117	19
\bar{K}	140	125	102	82	75	84	83	84	97	120	107	122	102	—
$\pm\sigma$	35	29	19	17	10	25	12	10	18	41	31	39	—	11

azért, mert ilyenkor az intenzívebb légmozgás következtében a talajközeli levegő jobban átkeveredik. A téli, inverziókban gazdag időszakban megnő a koncentráció és a szórás is. A téli és nyári szórásértékek aránya $\sigma_T/\sigma_{Ny} = 2,1$, ugyanezen időszakban a koncentrációk középértékeinek aránya csak $\bar{K}_T/\bar{K}_{Ny} = 1,4$ volt.

Adatsorunk egy részének felhasználásával Ventura (1974) a hőmérsékleti gradiens érték és a részecske-koncentráció között fordított összefüggést kapott.



3. ábra. A száraz és nedves ülepedés mennyiségének havi középértékei.

A vizsgált tíz esztendő középértékeinek időbeli menetét és szórását a 2. ábrán adjuk meg. A középérték tendenciáját vizsgálva folyamatos növekedés fedezhető fel. Az adatsort a legkisebb négyzetek módszerével vizsgálva a tízéves sorozatból $1,6 \mu\text{g}/\text{m}^3/\text{év}$ növekedést kaptunk. A kapott tendencia egyenest a 2. ábrán szintén feltüntettük. Az adatsor szórása a középértékhez viszonyítva $\pm 11\%$ volt. Az egyre növekvő mennyiségben megjelenő részecskék eredete csak kémiai vizsgálattal lenne eldönthető, ilyen jellegű rendszeres méréseink azonban nincsenek. A szűrőkben felfogott részecskék tömegének kémiai analízise jó támpontot nyújthatna annak eldöntésére, hogy mely kémiai összetevő, vagy összetevők tömegének megnövekedése okozhatja a részecske-koncentráció monoton növekedését.

Az ülepedésmérés eredményei. A száraz és nedves ülepedés három éven át mért adataiból számított havi átlagértékeket a 3. ábrán mutatjuk be. Az ülepedést csak három éven át mértük, ennek megfelelően a csapadék mennyiségének egyes években változó hatása még jelentősen érvényesült a hónapok középértékének kialakításában. Az ülepedés évközbeli változása azonban így is felismerhető. A száraz ülepedés (sz) maximuma a nyárvégi hónapokban jelenik meg.

A nedves ülepedésnél (n) a kapcsolat nem eléggé egyértelmű a csapadék gyakoriságával és nyári maximumával.

Az ülepedési sebesség meghatározása. A részecskék átlagos ülepedési sebességét az alábbi módon határozhatjuk meg:

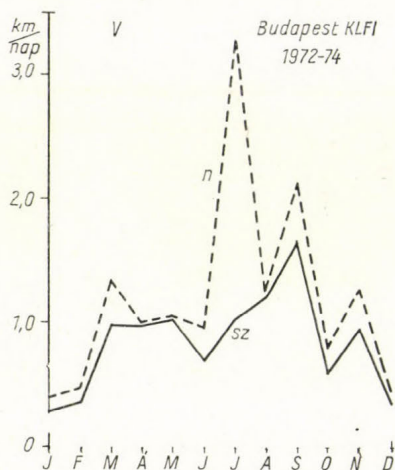
$$V = \frac{D}{C} \left[\frac{\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{nap}^{-1}}{10^{-2} \cdot \text{g} \cdot \text{m}^{-3}} = \frac{\text{km}}{\text{nap}} \right]$$

ahol D = ülepedés $\text{g}/\text{m}^2 \cdot \text{nap}$ -ban, C = koncentráció g/m^3 -ben. Az előzőekben ismertetett módon szétválasztott csapadékos és csapadék mentes értékpárokkal

külön kiszámítottuk az ülepedési sebességek havi középértékeit. A 4. ábrán adtuk meg az eredményeket km/nap sebesség egységben, az 1972—74-ben mért értékek alapján. A csapadékmentes napok havi ülepedési sebesség értékeinek kifejezett évi menete van. Az ülepedési sebesség évi menetét elsősorban az ülepedés évi menete szabja meg. A csapadékkal és csapadék nélkül ülepedő részecskék tömegének arányát kiszámítva:

$$\frac{D_n}{D_{sz}} = \frac{0,485}{0,355} = 1,366$$

értéket, azaz 37%-os növekedést kaptunk. *Kertészné és társai*, (1974) ugyan-



4. ábra. A száraz és nedves ülepedési sebesség havi középértékei.

ezen arányra, beépített területen végzett mérésekből (Budapest, Nagyvárad tér), 1,48 értéket kaptak.

Csapadék alkalmával a részecske koncentrációnak csökkennie kell. A megfelelő átlagos koncentrációk aránya:

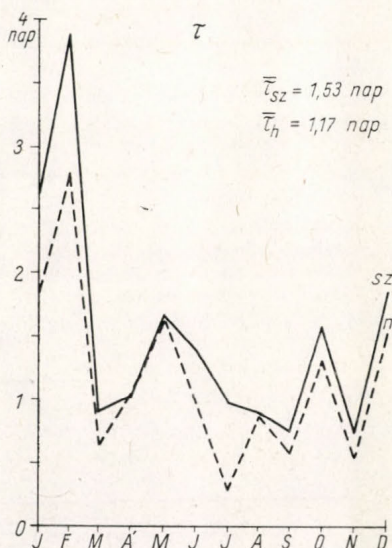
$$\frac{C_n}{C_{sz}} = \frac{0,103}{0,116} = 0,087$$

azaz 11%-os a csökkenés. Az előbb említett szerzők, szintén beépített területen, 0,68-as arányt kaptak.

Vizsgálatunk szerint a teljes időszakban a csapadékos ülepedési sebesség $V_n = 1,18$ km/nap, a száraz pedig $V_{sz} = 0,83$ km/nap volt. *Kertészné és társai* (1974) egy év mérési sorából az ülepedési sebességre $V_n = 1,47$, $V_{sz} = 0,60$ km/nap eredményt kaptak. A két eredmény jól egyezik, csupán a hosszabb időszakból számított saját mérések — az egyedi eltéréseket inkább képviselő egyévi sorsal szemben — kisebb ingást mutatnak.

A részecskék troposzférikus tartózkodási idejének meghatározása. A száraz és nedves ülepedési sebesség ismeretében kiszámítható a részecskék tartózkodási ideje (τ) is a troposzférában. A tartózkodási idő azt fejezi ki, hogy a troposzférában levő összes aeroszol-részecske mennyi idő alatt kerülne vissza a talajra száraz, illetve csapadékos napokon, ha további utánpótlásuk megszűnne. A tartózkodási idő a $\tau = \bar{H}/v$ [nap] összefüggésből határozható meg. A \bar{H} azt a troposféra magasságot jelenti, amellyel a talajközeli koncentrációt (C_0) meg-

szorozva a troposzféra egységnyi felületű légoszlopában levő teljes részecske-tömeget (M) kapjuk meg, vagyis: $M = \bar{H} \cdot C_0$. A \bar{H} magasság megállapításához a részecskék tömegének függélyes koncentráció eloszlását a szabad légkörben hosszú időn keresztül folyamatosan mérni nagyon nehéz, ezért az alábbi közelítő módszert választottuk. Párhuzamosan mértük a koncentrációt szűrős módszerrel a kékestetői meteorológiai obszervatórium tornyában (C) a fák koronaszintje fölött (1010) m és a KLFÍ kertjében (C_0). A feldolgozás során föltételeztük, hogy a részecske-koncentrációnak nincs horizontális gradiense, továbbá elhanyagoltuk a hegy hatását. A két mérési pont adatai alapján, valamint a magassággal a részecske-koncentrációnak exponenciális csökkenését



5. ábra. A száraz és nedves ülepedéshez tartozó troposzférikus tartózkodási idők havi középértékei.

föltételezve, a

$$C = C_0 \cdot e^{-\alpha \cdot h}$$

összefüggéssel határoztuk meg az α kitevő értékét. A h a két mérőpont közötti magasságkülönbség méterben. Az egyenlettel a továbbiakban a részecske-koncentráció függélyes eloszlását számítottuk ki a troposzféra teljes magasságára (pontosabban a $C_0 \cdot 10^{-3}$ szintjéig), és ezután határoztuk meg az egységnyi légoszlopban levő részecskék teljes tömegét (M). A \bar{H} értékét az M/C_0 hányados szolgáltatta. A fentiek szerint $\bar{H} = 1005$ m évi átlagos értéket kaptunk. Ugyanezen mennyiségre Nagy Á., (1969) a $> 0,5 \mu\text{m}$ sugarú aeroszol-részecskék függélyes eloszlásának repülőgépes mérésével kerekén 600 m-t állapított meg. A különbség részben a hegy hatásának, részben pedig a két módszer eltéréseinek tulajdonítható.

A τ troposzférikus tartózkodási idő a korábban megadott összefüggés felhasználásával már egyszerűen kiszámítható. Az 5. ábrán a szárazon (sz), illetve csapadékkal (n) ülepedő részecskék tartózkodási idejét havonként adtuk meg nap dimenzióban. Évi átlagban a száraz ülepedéshez tartozó troposzférikus tartózkodási időre 1,53 napot kaptunk, míg a csapadékos időszakokra az érték 1,17 nap. Kertészné és társai, (1974) 1,0 nap száraz és 0,41 nap nedves troposzférikus tartózkodási időt kaptak.

A tartózkodási időnek tanulmányban bemutatott értékei nagyságrendben megegyeznek a máshol végzett mérésekből számított értékekkel. A különböző összetételű, aeroszol formájú nyomelemekre kapott korábbi eredményeink (*Mészáros—Simon, 1967; Simon, 1971*) közé is jól beilleszthetők a jelen eredmények. A csak közelítésnek számítható és több egyszerűsítő feltételt magába foglaló módszerrel tehát a részecskék terjedése szempontjából fontos légköri paraméterek becsülhetők meg.

IRODALOM

- Kertészné, Sáringner M. — Mészáros E. — Morlin Z. (1974):* A mesterséges eredetű karcinogén policiklusos szénhidrogének kiülepedése a légkörből. *Egészségtudomány*, 18. 1—8.
- Mészáros E. — Simon A. (1967):* A mesterséges eredetű radioaktív részek száraz és nedves kihullása a troposzférából. *Időjárás* 71. 86—91.
- Nagy Á. (1969):* Vertical Profile of the Concentration of Large and Giant Atmospheric Particles. *Időjárás* 73. 12—21.
- Simon A. (1971):* A Ca^{++} részecskék száraz és nedves ülepedésének meghatározása. *Időjárás* 75. 236—240.
- Simon A. (1975):* A hazai levegőkörnyezet mesterséges eredetű radioaktivitásának értékelése hosszú adatsor alapján. *Időjárás* 75. 350—359.
- SMIC (1971):* Inadvertent Climate Modification Report of the Study of Man's Impact on Climate. MIT Press, Cambridge.
- Ventura E. (1974):* A talajközeli légtér rétegződése Budapest fölött. *Időjárás* 78. 288—294
-

Az örvényességi és a balansz-egyenlet súrlódásos áramlás esetén

RÁKÓCZI FERENC, ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest

Vorticity and Balance Equations in the Case of Frictional Flow. On the basis of the *Hesselberg* and *Sverdrup* equation the author points out that there are members both in the vorticity and the balance equation which are due to friction. The consideration of these is recommended at the working out of multilevel forecasting models.

*

A légköri, súrlódásos áramlások legegyszerűbb esetét a jól ismert *Guldberg-Mohn*-egyenlet írja le. A *Guldberg-Mohn*-egyenlettel minőségileg megmagyarázható az a tapasztalati tény, hogy a súrlódás hatása következtében a szél nem az izobárokkal párhuzamosan fúj, hanem azokkal szöveget zár be. A szélvektornak az izobárokkal bezárt szöge annál nagyobb, minél nagyobb a súrlódási tényező. A szinoptikai tapasztalat alapján e szögnek az értéke tengereken átlagosan 38° , a Kárpát-medencében pedig, *Anderkó* (1902) szerint, 48° .

A *Guldberg-Mohn*-egyenlet alapján a gradiens erő, a *Coriolis*-erő és a súrlódási erő egyensúlyt tart. A megfigyelések szerint azonban nem ez a helyzet. Azzal a feltétellel, hogy az elméleti úton kapott eredmény és a szinoptikus térképekből levonható empirikus eredmény közötti eltérés a súrlódási tag pontatlan figyelembevételéből fakad, *J. W. Sandström* (1910) a súrlódási erőt úgy határozta meg, hogy az elegendően nagy és egyenletes feltételeknek. *Sandström* azt találta, hogy a súrlódási erő a széllal ellentétes irányban γ szöggel balra mutat. Emiatt a teljes súrlódási erővektort $-k\mathbf{V}$ -t, ahol k súrlódási együttható, a szélre merőleges és azzal párhuzamos vektorra bontotta fel. *Sandström* javaslatára *Hesselberg* és *Sverdrup* (1915), a *Guldberg-Mohn*-egyenlettel analóg

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + mv - nu = 0, \quad (1. a)$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - mu - nv = 0 \quad (1. b)$$

egyenletre jutott. A fenti egyenlet *Descartes*-féle koordináta rendszerben értelmezendő, ahol az 1. ábra szerint

$$m = f + k \sin \gamma, \quad (2. a)$$

$$n = k \cos \gamma, \quad (2. b)$$

ahol $f = 2\omega \sin \varphi$ a *Coriolis*-paraméter.

A továbbiakban azt mutatjuk ki, hogy a súrlódás figyelembevétele hogyan mutatkozik az örvényességi és a balansz egyenletben. Ebből a célból, megengedve du/dt

és dv/dt gyorsulást, és bevezetve az $1/\rho = \alpha$ jelölést, (1. a)-t mínusz 1-gyel megszorozva az alábbi egyenlethez jutunk:

$$-\frac{du}{dt} = +\alpha \frac{\partial p}{\partial x} - mv + nu, \quad (3. a)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\alpha \frac{\partial p}{\partial y} - mu - nv. \quad (3. b)$$

Kifejtve az *Euler*-operátort, differenciáljuk (3. a)-t y , (3. b)-t pedig x szerint, majd az eredményt adjuk össze. Ha bevezetjük a

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = D \quad \text{és} \quad a \quad \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \zeta \quad (5)$$

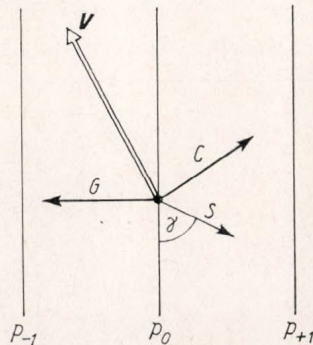
jelöléseket, (ahol D a divergencia, ζ pedig a relatív örvényesség), rendezés után írhatjuk a (6) egyenletet.

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} (\zeta + f + k \sin \gamma) + k\zeta \cos \gamma &= \\ &= -(\zeta + f + k \sin \gamma)D + \frac{\partial v \partial u}{\partial y \partial z} - \\ &- \frac{\partial v \partial v}{\partial z \partial z} + \frac{\partial \alpha \partial p}{\partial y \partial x} - \frac{\partial \alpha \partial p}{\partial x \partial y}, \end{aligned} \quad (6)$$

(6) jobb oldalának második tagja a cső-örvényesedési, a harmadik a szolenoidális tag. Gyakorlati feladatok megoldásánál, mivel velük szemben a többi tag túlsúlyban van, a második és harmadik tagot elhanyagoljuk.

Alkalmazzuk most (6)-ot a divergencia-mentes szintre ($D=0$), ekkor a

$$\frac{d}{dt} (\zeta + f + k \sin \gamma) + k\zeta \cos \gamma = 0 \quad (7)$$



1. ábra. \mathbf{V} = szélvektor, \mathbf{G} = gradiens erő, \mathbf{C} = Coriolis-erő, \mathbf{S} = súrlódási erő

egyenletre, azaz az örvényességi egyenlet sűrűdással módosított alakjára jutunk. A divergenciamentes szinten u és v már nem függetlenek, hanem a közöttük fennálló kapcsolatot (8) írja le.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0, \quad (8)$$

$$\text{Ezek szerint } u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}; \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (9)$$

írható, ahol ψ az áramfüggvény. (9) felhasználásával (7) az alábbi alakban írható fel:

$$\begin{aligned} \nabla^2 \frac{\partial \psi}{\partial t} - \frac{\partial \psi}{\partial y} \nabla^2 \frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial x} \nabla^2 \frac{\partial \psi}{\partial y} + \\ + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = -k \cos \gamma \nabla^2 \psi, \end{aligned} \quad (10)$$

ahol $\beta = \partial f / \partial y$ a Coriolis-paraméter y irányú (észak-déli) megváltozását jelenti. (10) az örvényességi egyenlet áramfüggvénnyel kifejezett alakja, és ez annyiban tér el az általánosan ismert alaktól (Dési-Rákóczi, 1970), hogy a jobb oldalon a sűrűdés miatt fellépő taggal bővül. (10)-ből látható az is, hogy a sűrűdésnek csak a szélvektorral ellentétesen párhuzamos összetevője gyakorol hatást az örvényességi egyenletre, a szélvektorra merőleges komponens nem.

Kimutatjuk még a sűrűdésnek a balansz egyenletre gyakorolt hatását is. Differenciáljuk most (3. a) mínusz 1-gyel szorzott alakját x és (3. b)-t y szerint, és az eredményt adjuk össze. (4) és (5) figyelembevételével kapjuk, hogy

$$\frac{dD}{dt} + \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + 2 \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y} + \beta u - \quad (11)$$

$$-m\zeta + nD = -\alpha \nabla^2 p - \left(\frac{\partial \alpha}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial \alpha}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial y} \right)$$

A divergenciamentes szintre ($D=0$) (8) is érvényes lesz, tehát

$$\frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial \theta}, \quad \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial \theta}; \quad (12)$$

$$\frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2}, \quad \frac{\partial u}{\partial y} = -\frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} \quad (13)$$

Figyelembe véve a fenti egyenleteket, (11) alapján írhatjuk, hogy

$$\begin{aligned} m = \nabla^2 \psi + 2 \left[\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} - \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial y} \right)^2 \right] + \\ + \beta \frac{\partial \psi}{\partial y} = -\alpha \nabla^2 p + \left(\frac{\partial \alpha}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial \alpha}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (14)$$

Ez az egyenlet a balansz egyenlet sűrűdással módosított és az áramfüggvénnyel kifejezett alakja. A jól ismert balansz egyenlettől (Gandin-Dubov, 1968) annyiban tér el, hogy $\nabla^2 \psi$ szorzója nem f , hanem $m = f + k \sin \gamma$. A balansz-egyenletre tehát a sűrűdési tag szélvektorra merőleges összetevője gyakorol hatást.

Természetesen mind (10), mind (14) az általánosan ismert alakba megy át $k=0$ esetén, azaz akkor, ha a sűrűdéstől eltekintünk. Mivel (10) járulékos tagja a többi taggal azonos nagyságrendű, olyan modellek esetén, amelyekben az örvényességi egyenletet a sűrűdési rétegre is meg akarjuk oldani, kívánatos (10) jobb oldalának a figyelembevételére is. Hasonló érvényes (14)-re vonatkozóan is.

IRODALOM

- Sandström, J. W., 1910: Über die Beziehungen zwischen Luftdruck und Wind. Kongl. Svenka Vetens. Akad. Handl. 45 No 10.
- Hesselberg, T. H. - H. U. Sverdrup, 1915: Die Reibung in der Atmosphäre. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, S. 2, H. 10. 241 - 309.
- Anderko Aurél, 1902: Adalék az időprognózis elméletéhez, Budapest, 21. old.
- Gandin, L. Sz. - Dubov, A. Sz., 1968: Csiszleniye metodü kratkoszrocsnovo prognoza pogodü Gidromet. Izd., Leningrád, 40. old.
- Dési F. - Rákóczi F., 1970: A légkör dinamikája, 308. old. Tankönyvkiadó, Budapest.

A Meteorológiai Világszervezet állásfoglalása az ózonréteg emberi tevékenység okozta módosulásáról

Manapság, amikor szerte a világon a környezetvédelem kérdései a szakkörök mind szélesebb rétegeit foglalkoztatják, különös figyelmet érdemel a Meteorológiai Világszervezet „Bulletin”-jének 1976. januári számában megjelent nyilatkozat, amelyet a Légköri Tudományok Bizottságának (CAS) sztratoszféra- és mezoszféra-kérdésekkel foglalkozó munkacsoportja legutóbbi (1975. szeptember, Genf) ülésén dolgozott ki a WMO számára. E nyilatkozatot a Végrehajtó Bizottság jóváhagyta, s mint az ózonrétegben az emberi tevékenység által okozott változásokról, valamint e változásoknak további lehetséges geofizikai következményeiről vallott hivatalos állásfoglalást hozta nyilvánosságra.

Teljes szövegét – fordításban – az alábbiakban közöljük:

Általános megállapítások

Az utóbbi években növekvő aggodalmat keltettek a sztratoszféra szennyeződésének várható következményei; nevezetesen az a lehetőség, hogy bizonyos nyomelemek, amelyeknek koncentrációi az emberi tevékenység folytán növekednek, fotokémiai reakcióik útján a sztratoszférában az ózon mennyiségének csökkenését okozhatják. Ez azért ad okot aggodalomra, mert fennáll annak a veszélye, hogy egyfelől a Föld felszínére több ibolyántúli napsugárzás jut, másfelől kedvezőtlen éghajlati következmények állhatnak elő.

A Meteorológiai Világszervezet koordináló tevékenységének eredményeképpen a teljes ózontartalomnak és az ózon függélyes eloszlásának mérésére szolgáló állomáshálózat jelentősen bővült. Az elmúlt két-három évtized folyamán igen nagy figyelmet fordítottak a sztratoszféra szerkezetének és energetikájának meghatározására, tanulmányozva a téli fölmelegedéseket és más különleges jelenségeket – amelyek az ózon vertikális profilját és globális eloszlását kialakítják –, pontosabb téve a fotokémiai és sugárzási számításokat is.

Az ózonnak az ibolyántúli napsugárzást elnyelő képessége folytán alapvető a jelentősége a sztratoszféra meteorológiájában, mert az e sugarak elnyelésekor keletkező melegítő hatás nagymértékben meghatározza a sztratoszféra jellemző hőmérsékleti szerkezetét és általános cirkulációját. Másfelől, mivel az ózon az alsó sztratoszférában közömbös nyomjelzőként viselkedik, az eloszlására vonatkozó megfigyelések értékes adalékokat nyújtanak ezen régió áthelyeződési mechanizmusairól, valamint a sztratoszféra és a troposzféra közötti kicserélő-

désről. Ha az ózon képződésének és felbomlásának folyamatait kizárólag csak az oxidogénfajta fotokémiai reakciói (Chapman-féle reakciók) határoznák meg, akkor emberi tevékenységből eredő hatásokra nem kellene számítanunk.

Az ózon függélyes eloszlására vonatkozólag a Nemzetközi Geofizikai Év folyamán és az azt követően végzett pontosabb megfigyelések révén azonban kiderült, hogy a tiszta oxigén fotokémiája nem magyarázza meg teljesen a valóságban végbemenő folyamatokat. Így jutottak arra a fölismerésre, hogy a sztratoszféra nyomgázai – különösen a nitrogén-oxidok (NO_x) –, nagyon is fontos szerepet játszanak az ózonháztartás szabályozásában. Ebből az is következett, hogy az ózon nem oly közömbös a külső, mesterséges emberi befolyásokkal szemben, mint ahogyan azt korábban hitték.

A nyomgázok szerepe az ózon fotokémiájában

Az ózon a sztratoszféra szintjein a molekuláris oxigén fotodisszociációjának eredményeként képződik; felbomlásában pedig, mai ismereteink szerint, lényeges szerepe van a nitrogén-oxidok (NO_x) katalitikus ciklusának, amely a sztratopauza alatti szinteken nagyobb nyelje az ózonnak, mint a klasszikus $\text{O} + \text{O}_3$ reakció. A főként vízgőzből származó hidrogén-oxidok (HO_x) kb. 40 km fölött ózont csökkentő hatásúak, e szint alatt azonban már mérsékelik az NO_x által előidézett ózon bomlás hatékonyságát, azon konkurrens reakcióik révén, amelyek során salétromsav (HNO_3) képződik. A metán oxidációs láncának szintén van szerepe a fotokémiai folyamatokban.

Föltételezhető, hogy a sztratoszférában az NO_x természetes főforrása a (szárazföld és a tenger felszínéről származó, biológiai eredetű) dinitrogén-oxid (N_2O) gerjesztett oxigénatomok által kiváltott oxidációja, s e gerjesztett oxigénatomok maguk is az ózon fotodisszociációs termékei. Más természetes NO_x -források, amelyeknek nagyságát még nem tudták kielégítően meghatározni: a kozmikus sugárzás és a Nap proton kibocsátó jelensége, valamint a termoszférából lefelé irányuló szállítás a téli félgömb magas földrajzi szélességein. Nem zárható ki annak a lehetősége sem, hogy az NO_x közvetlenül alulról, a troposzférából is pótlódhat.

Újabb kimutatták, hogy a klór-oxidok ($\text{Cl} - \text{ClO}_x$) katalitikus ciklusai is bomlasztják az ózont. Ebben az esetben az ózon bomlását meggyorsítja a HO_x növekedése,

viszont a metán és a nitrogén-oxid jelenléte fékezi azt. A természetes eredetű ClO_x mennyisége a sztratoszférában igen csekélynek látszik, ennél fogva az ózonra gyakorolt hatása a NO_x -okénál lényegesen kisebb. A $\text{Br} - \text{BrO}_x$ ciklus szerepe hasonló lehet a $\text{Cl} - \text{ClO}_x$ cikluséhoz, de ha a sztratoszférában egyenlő mennyiségű Br és Cl volna, akkor az előbbi lenne a leghatékonyabb ózonnromboló tényező.

Emberi tevékenységnek tulajdonítható hatások

A sztratoszférabeli légiforgalom NO_x -növelő hatása. Számos kutató-mérést hajtottak már végre annak földérítésére, hogy szuperszonikus repülőgépekről közvetlenül a sztratoszférába juttatott NO_x -nek milyen a hatása az ózonrétegre. Bár mind a mérésekben, mind az elméletben sok a bizonytalanság (az elméleti bizonytalansági faktor pl. kb. kétszeres), az NO szerepe mégis jól behatárolható ahhoz, hogy kellő biztonsággal kimondhassuk az alábbiakat:

- A jelenleg tervezett szuperszonikus járatok 17 km-es (viszonylag alacsony) repülési magasságuk és a terv szerint 30–50-re korlátozott számuk következtében előreláthatóan nem fejtenek ki olyan jellegzetes hatást, amelyet a természetes változásoktól meg lehetne különböztetni.
- Ha azonban a szuperszonikus gépek száma és repülési-magassága a tervezettet túlhaladná, ez várhatóan már észrevehetően hatna az ózonrétegre, éppen ezért a megengedhető teljes emissziós szinteket máris nemzetközi megegyezéssel kellene meghatározni.
- Jóllehet a szubszonikus repülőgépek jelenlegi száma és repülési magassága a sztratoszférában várhatóan nem vált ki jelentős hatást, mégis ezt az NO_x forrást is szigorúan ellenőrizni kell, mert az irányzat az, hogy minden egyes újabb típusú szubszonikus repülőgép nagyobb magasságban közlekedjék.

Az NO_x növekedése a dinitrogén-oxid földfelszíni fokozódó termelése következtében. Újabban olyan elmélet is napvilágot látott, amely szerint a mezőgazdaságban a fokozott műtrágya-használat és, ill. vagy a nitrogént megkötő növények terjedése befolyásolhatja a nitrogén-ciklust, és növelheti a talajfelszínről a légkörbe áramló dinitrogén-oxid (N_2O) mennyiségét. Ennek eredményeként növekedhet a sztratoszférában az NO_x , majd csökken az ózon mennyisége. Az N_2O -forrást erősítheti a csapadék fokozott savassága is.

Az egész globális nitrogén-ciklust átfogó problémakör rendkívül összetett volta folytán az ózonréteggel kapcsolatos hatások és következmények fölmérése még mindig

sok bizonytalanságot rejt magában. Bár nem valószínű, hogy a mezőgazdasági gyakorlat alakulása következtében egyhamar jelentős változás következzen be az ózonrétegben, a kérdés mégis alapos tanulmányozást igényel, mivel egyes tudósok véleménye szerint hosszabb távon érvényesülő hatások is lehetségesek.

Klórfluórmétánok. A gyáripár fejlődése s ennek nyomán klórfluórmétánok – különösen a CFCl_3 -nak (Freon 11) és CF_2Cl_2 -nak (Freon 12) mind nagyobb mérvű légkörbe juttatása előre jelzi, hogy a ClO_x mennyisége a sztratoszférában gyors növekedésnek indul. A ClO_x ugyanis a sztratoszférából igen lassan távozik; várható tehát, hogy a ClO_x koncentrációja a sztratoszférában esztendőnkön át tovább növekszik még azután is, ha megszűnnék a klórfluórmétánok légkörbe juttatása, hiszen diffúziójuk a sztratoszféráig, majd azon át nagyon lassan megy végbe. Ennek megfelelően a regenerációs sebesség is nagyon lassú (több évtizedig tartó) lesz.

Egydimenziós modellek alkalmazásával – amelyekben a szállítást függélyes csere mozgás reprezentálta – többféle számítást végeztek arra vonatkozólag, hogyan hat az emberi tevékenység eredményeként légkörbe kibocsátott ClO_x az átlagos ózommennyiség időbeli változására. A számítások modelljei magukba foglalták a légkör legfontosabb alkotóelemeinek az eddigi, korlátozott megfigyelésekből egyáltalán kivethető és leszámrazható átlagos koncentrációit, és mintegy 100 vegyi reakcióra vonatkozó reakciós arányszám legjobb mai becsléseit.

Ezek a számítások, amelyeket a földrajzi szélesség és hosszúság szerinti változások figyelembevétele nélkül végeztek, világ-méretű átlagos áttekintésben jelzik, hogy az ózonnak a sztratoszférában már jelenlévő CFCl_3 és CF_2Cl_2 hatására bekövetkezett csökkenése máris 1%-ra tehető. Az 1972. évi, az egész Földre vonatkoztatott kibocsátás arányszámát véve figyelembe, a folyamatos kibocsátás hosszútávú, állandósult hatása átlag kb. 10%-kal csökkenti az ózont. E becslés bizonytalansága kb. kétszeres (vagyis a valóságos hatás 5 és 20 % között mozoghat). Azok az előzetes számítások viszont, amelyek a földrajzi szélesség szerinti változásokat is tartalmazó modellek alkalmazásával történtek, csupán az ózon hasonló mérvű csökkenésére engednek következtetni.

Így tehát, bár a sztratoszférában a klórral kapcsolatos kémiai folyamatok teljesebb megértéséhez még további mérések és számítások szükségesek, amelyeket a természetes úton keletkező metilkloridokra (CH_3Cl) és a klór kémiaiában jelentős egyéb szénvegyületekre is ki kell terjeszteni, már

az eddigi bizonyítékok is alátámasztják azt a nézetet, amely szerint a klórfluórmetánok folyamatos légkörbe áramlása a sztratoszféra ózontartalmát jelentősen csökkenti.

Az ózonréteget fenyegető egyéb veszélyek. Minden gázkeverék, amely akár klórt, akár brómot képes a sztratoszférába juttatni, az ózon-bomlás potenciális okozója. A világ klórtermelésének csak kis töredékét használják föl a – klórfluórmetánokról szóló első bekezdésünkben említett – két klórfluórmetán előállítására. Bár joggal feltehető, hogy ezek s más klórtartalmú gázok nagyrészt már a troposzférában elbomlanak vagy megsemmisülnek, s bár a mesterséges eredetű bróm-gázok előfordulása is csekély, a sztratoszférába beáramlásukat mennyiségi szempontból is pontosan tanulmányozni kell. Végül is egyáltalán nem biztos, hogy a szakemberek már minden olyan potenciális veszélyt fölismertek, amelyek a sztratoszféra ózonréteget fenyegethetik.

Az ózon csökkenésének feltehető következményei

Az ózonrétegben végbemenő változások lehetséges következményei, amelyeket a meglehetősen szerény számú adatra támaszkodva eddigi feltételeztek és fölbecsültek, egyrészt a 280 – 320 nm hullámhossz-spektrumban (ibolyántúli β) megnövekedett ibolyántúli sugárzásnak emberre, állatra, növényzetre gyakorolt biológiai hatásaiból, másrészt éghajlati következményekből tevődik össze.

Biológiai hatások. Az ózontartalom csökkenése a talajon az ibolyántúli β -sugárzás növekedtével jár. Azoknak az elméleti számításoknak az alapján, amelyeket az ózon és egyéb légköri alkotóelemek által okozott abszorpció és szóródás figyelembevételével végeztek, az ózontartalom és a derült égboltra vonatkozó ibolyántúli β -sugárzás százalékos változása között kevéssel 1,5 alattitól valamivel 2,0 fölöttiig terjedő átlagos szorzótényezőt kaptak. Más szavakkal tehát az ózontartalom 10%-os csökkenése az ibolyántúli β (vagyis gyulladásozó bőrpirosságot okozó) sugárzást kb. 20%-kal növelné meg.

Éghajlati következmények. Mivel az ózon az ibolyántúli napsugárzást nagyrészt elnyeli, a sztratoszféra hőmérsékletét az ózon által elnyelt napsugárzásnak, valamint az ózon, széndioxid és vízgőz által emittált légköri infravörös kisugárzásnak az egyensúlya határozza meg. A sztratoszféra fűtőmechanizmusában beállt bármely változásnak tehát szükségképpen közvetlenül kell hatnia a sztratoszférára, sőt valószínűleg még a troposzféra hőmérsékletének az eloszlására is; e hőmérséklet-változások vi-

szont hatnak az általános légkörzési rendszerére, s ezen keresztül az időjárásra és az éghajlatra. Másfelől azonban az ilyen termodinamikusság és dinamikus változások maguk is kölcsönhatásba vagy visszacsatolási kapcsolatba kerülnek a sztratoszféra összetevőivel.

A klórfluórmetánokról a fentebbiekben elmondottak szerint, az ózonnak az emberi tevékenység folytán bekövetkező csökkenése a felső sztratoszférában a hőmérsékletnek kb. 10 °C-ig terjedő átlagos csökkenését idézheti elő. Tekintettel arra, hogy az egydimenziós kisugárzási konvektív modellek alapján készített számítások szerint az ennek megfelelő hőmérséklet-változás a talaj szintjében a foknak mindössze tört része lenne (ami valószínűleg közvetlenül nem is lenne észlelhető), a sztratoszféra és a troposzféra közötti kölcsönhatások bonyolult volta miatt még hozzávetőleges biztonsággal sem mondható meg, hogy e változások a Föld éghajlatában milyen mérvű következményekkel járhatnak.

A klórfluórmetánoknak és néhány más halogén vegyületnek erős abszorpciós sávja van a spektrum vörösön inneni azon részében, ahol a többi nyomgázok teljesen át eresztők, ezért e mesterséges vegyületek mennyiségének növekedése üvegház-hatásuk folytán a troposzférában fölmelegedést okozhat. A klórfluórmetánok légkörbe juttatásának 1972. évi ütemét alapul véve és alkalmazva a velük kapcsolatban fentebb említett hipotézist, a hosszútávú, marandó hatásra olyan becslést kaptak, amely szerint a kialakuló üvegház-hatás (más tényezőktől elkülönítetten véve) a hőmérsékletnek átlag 0,9 °C-os emelkedését okozhatja a talajon (ugyancsak kettő körüli bizonytalansági szorzóval). A globális középhőmérséklet ilyen mérvű változása mindenesetre már párhuzamba állítható az elmúlt néhány évszázadban előfordult változásokkal.

További megfigyelések és kutatások szükségese

Az eddig nyert bizonyítékok birtokában már föltétlenül el kell ismerni az ózonréteg jövőbeli jelentős csökkenésének potenciális veszélyét. Jelen ismereteink föntebbi áttekintéséből világosan kiténik, hogy sok fontos jelenség magyarázatát még nem ismerjük. Noha ez az ismerethiány egybe-ken túl még a probléma megítélésében is nézetkülönbségeket okoz, jelenleg a legcélravezetőbb lépésnek az tűnik, ha teljes erővel nekilátunk a tudományos bizonytalanság megszüntetéséhez, mégpedig amilyen gyorsan csak lehet.

Bár az ózon eloszlását sokkal részletesebben ismerjük, mint a sztratoszféra fotokémiájában előforduló más nyomelemekét,

a legsürgősebben fejleszteni kell a megfigyeléseket, megalapozva az ózonhosszútávú változásának folyamatos észlelését és függélyes eloszlásának a jobb megértés szempontjából nélkülözhetetlen megismerését. Szükségünk van még azonkívül más nyomgázok függélyes eloszlásának ismeretére a sztratoszférában s a troposzférában egyaránt. Állandóan figyelemmel kell kísérni az ózonbomlasztó gyököket képző anyaelemeket (NO_2 -t, a klórfluórmétánokat és néhány más halogén összetevőt), mind a talajközélnben, mind a sztratoszférában, hogy a trendek megállapíthatók legyenek. Ugyancsak alapvető fontosságú a légkör által nem befolyásolt napsugárzási fluxusnak és időbeli változásainak a mérése a 180 és 350 nm közötti hullámhosszúság függvényében. Végezetül teljesebbé kellene tennünk a Nap ibolyántúli β -sugárzása biológiai hatásainak tanulmányozását; evégből tervet kellene kidolgozni a napsugárzás ezen spektrális tartományának folyamatos megfigyelésére.

A megfigyelés-program magas színvonalának biztosítása érdekében, és azért, hogy a befektetett erőfeszítések maximálisan megtérüljenek, szorosban egybehangolt kutatási programot kell kidolgozni a légköri ózont illető különböző szemléletmódok jobb megértése céljából. A különféle speciális kérdéseken kívül, amelyeket kisebb kutatócsoportok is tökéletesen megoldhat-

nak, a kutatási programnak elő kell mozdítania az erősen interdiszciplináris jellegű, átfogó terveket az alábbiak tanulmányozása céljából:

a) A teljes nitrogén-ciklus, ennek az emberi tevékenység folytán bekövetkező, lehetséges változásai; jelentőségük a légkör kémiájában.

b) A sztratoszféra vegyi összetétele, a melegedésének mérve s cirkulációja közötti kapcsolat a fontosabb gázok transzportja, valamint a tropo- és sztratoszférikus kicserélődési folyamatokkal összefüggésben.

c) A sztratoszféra összetételében beálló változások hatása az éghajlatra, beleértve a hozzájuk kapcsolódó visszacsatolási rendszerek kvantitatív elemzését.

d) A Nap ibolyántúli β -sugárzásában előálló változások élettani következményei a Föld élővilágára.

Sürgősen szükség van tehát egy a Meteorológiai Világszervezet által irányított, egyeztetett nemzetközi programra, a sztratoszféra térségében az ózonnal kapcsolatos minden folyamat figyelemmel kísérésére és tanulmányozására. E program keretében olyan nemzetközi szervezetekkel, mint az Egyesült Nemzetek Környezeti Programja (UNEP) és a Tudományos Egyesületek Nemzetközi Tanácsa (ICSU), szoros együttműködést kell kialakítani.

SIMOR FERENC – KÉRI MENYHÉRT: A Mecsek hegység éghajlata. Az MTA Dunántú Tudományos Intézetének Közleményei, 18, Pécs 1974. 56 A/4 oldal, 39 táblázat, 11 ábra.

Egy-egy kisebb, jól körülhatárolható földrajzi táj éghajlati jellemzése nem könnyű feladat. Nyilvánvaló, hogy az adatbázis sűrűségének lényegesen nagyobbak kell lennie a nagytájak klimatikus értékelésekor szokásosnál s ugyanakkor a klímáparaméterek közötti fizikai kapcsolatok komplex elemzése is több nehézséget rejt magában, ha csak nem elégszünk meg triviális összefüggések megvilágításával. Ezen túl elvi problémák is adóttak. Napjainkban a meteorológia tudományának hatalmas fejlődése és integrálódása miatt a klimatológia elveszítette klasszikus értelemben vett önálló voltát (akárcsak a meteorológia többi, a történelmi fejlődés során szükségszerűen létrejött részdiszciplínája), s ma már mint speciális *munkamódszer* él és fejlődik tovább. Ez a munkamódszer, amely a légkör felszín által befolyásolt fizikai állapotainak és folyamatainak statisztikus szemléltetését hivatott elvégezni, nagyon hasznos és nélkülözhetetlen a meteorológia további fejlődése szempontjából.

E gondolatok előrebocsátása után értékeltük a Mecsek éghajlatáról készült tömör és szemléletes összefoglalást. A Mecsek és közvetlen környezete hazánk egyik legmarkánsabban elkülönülő természeti földrajzi tája és több éghajlati probléma (expozíciós hatások, légáramlás módosítása, csapadékeloszlás orografikus befolyásolása) tanulmányozásához ideális modelltypust nyújt. Ezen túl meteorológiai megfigyelőhálózata (főként a csapadékmérő hálózat) eléggé sűrű és célszerűen telepített.

A szerzők az éghajlati elemek tárgyalása során ezeket a lehetőségeket jól kiaknázzák, s a természeti tényezők hatásai mellett kellően rávilágítanak a pécsi agglomeráció szerepére is, elsősorban a sugárzás elemzésén keresztül. A fejezetekhez csatlakozó éghajlati információs anyag a szokásos és más kiadványokban fellelhető adatokon túl több olyan feldolgozást is bemutat (inverzió gyakoriság, szélirány gyakoriság részletes alakulása a Mecsek környezetében, hőmérsékleti gyakorisági értékek, a napsugárzásban érvényesülő városhatások), amelyek a tájértékelés szempontjából alapvető fontosságúak. Kár, hogy a tanulmány harmadik fejezetében a Mecsek éghajlati körzeteinek részletesebb tárgyalása elmarad, holott ez az éghajlati körzetesítés gyakorlatilag hasznos, tudományos szempontból pedig „izgalmas” feladat lett volna. Nyilvánvaló az is, hogy ehhez a rendelkezésre álló törzshalmazok anyaga önmagában kevés, ám valószínűleg fel lehetne majd használni a rendelkezésre álló rövidebb és experimentális mérési sorokat is. Reméljük, hogy a szerzők tollából a közelebbi jövőben erre vonatkozó további tanulmány lát majd napvilágot.

Összegezve megállapíthatjuk, hogy a *Mecsek hegység éghajlata* c. munka hasznos és értékes összeállítás mindazok számára, akik a táj éghajlata iránt behatóbban érdeklődnek, s ilyen szempontból külön értéke a kötetnek az a részletes irodalmi forrásjegyzék, amely áttekintő képet ad a kapcsolatos meteorológiai, geomorfológiai és részben növényföldrajzi tanulmányokról is.

Péczy György

HÄNSEL, CHR.: Klimaänderungen—Erscheinungsformen und Ursachen. (*Éghajlatváltozások – jelenségformák és okok*). Kleine Naturwissenschaftliche Bibliothek, Reihe Physik, Band 32. BSB B. G. Teubner Verlagsgesellschaft Leipzig 1975. 98 oldal, 22 ábra, 5 táblázat.

A könyv célja, hogy rövid áttekintést adjon a Föld éghajlatának változásairól, e változások lehetséges és bizonyított okairól, valamint az éghajlatmódosító folyamatok összefüggéseiről.

A hét fő-fejezetből álló ismertetes logikus felépítésű. Az éghajlat, éghajlatváltozás – ingadozás –, módosulás definícióiból indul ki, felhasználva a WMO hivatalos megfogalmazását.

Egyik terjedelmesebb fejezete a Föld történetével kapcsolatos éghajlatváltozásokat taglalja részletesen, majd a legutolsó jégkorszak óta kimutatható éghajlatváltozásokat ismerteti.

Amíg a régmúlt idők éghajlatára csak közvetetten, geológiai, biológiai adatok alapján következtethetünk, az utóbbi évszázadban már szervezett meteorológiai mérések folynak szinte az egész Föld felszínén. Néhány európai államból az utolsó 300 évről műszeres megfigyelések is rendelkezésre állnak, s ezekről hőmérséklet- és csapadékatlag-grafikonokat is közöl a szerző.

Az éghajlatváltozásoknak lehetnek Földön kívüli (pl. napsugárzás-változás) csillagászati (pl. földpálya-módosulás) és földi (pl. felszínalakulás, vulkánkitörés stb.) okai. A Föld hő- és víz-háztartási egyenlegein mutatja be az éghajlatváltozások hatásmechanizmusát.

Utolsó fejezete a különböző hipotéziseket ismerteti. Ezek közül — a ma legdivatosabb témával — az emberi tevékenység éghajlatmódosító hatásával foglalkozik legrészletesebben. A szerző zárószavában reményét fejezi ki, hogy a meteorológiai műholdak adatai, a számítástechnika fejlődése és új módszerek kifejlesztése révén a jövőben az éghajlatváltozásokkal kapcsolatos kérdésekre is nagyobb biztonsággal adhatunk választ.

Forrásmunkáinak és a kiegészítő irodalomnak összeállításával és néhány szakkifejezés részletes magyarázatával zárja könyvét. Így lehetőséget ad azoknak az olvasóknak, akiknek e kis könyv egyik vagy másik fejezete különösebben fölkelte érdeklődését, hogy a kérdéses témát részletesebben is megismerjék.

Farkas Amália

АНДРЕЕВ, В.—ПАНЧЕВ, С.: *Динамика атмосферных термиков (A légköri termik-áramlások dinamikája)*. Gidrometizdat, Leningrád, 1975. 152 oldal, 50 ábra, 9 táblázat.

Ez a könyv egyaránt érdekelheti a repülés-meteorológia és a dinamikus meteorológia művelőit. A munka első része a termikus konvekció elméleteinek fejlődése, a szerzők elméleti és kísérleti oldalról világítják meg a légköri termikáramok gazdag jelenségesoportját. Különösen figyelemre méltó az első fejezet, amelyben a konvektív felhők szerkezetét ismertetik. A könyv második részében bemutatják a nem-adiabatikus légköri konvekció elméletét, valamint egy egydimenziós numerikus modellt ismertetnek az elszigetelt termikekben fellépő nem-adiabatikus konvekció számára. A könyv irodalmi jegyzéke 85 szovjet és 105 egyéb munkát tartalmaz.

Aujeszky László

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ: Физика мезосферы и мезоферных облаков (A mezoszféra és a mezoszférikus felhők fizikája). Izdatyelsztvo „Nauka”, Moszkva, 1975. Terjedelme 152 oldal.

Ez az értekezés-gyűjtemény a Szovjet Tudományos Akadémia nemzetközi geofizikai bizottságának 22. számú kiadványa. Összesen 18 dolgozatot tartalmaz, ezek közül a legfigyelemreméltóbb munkák a következők: *G. M. Martinkevics*: A mezoszférikus felhők (éjszakai világító felhők) természetéről; *L. S. Izlev — A. V. Fedinszki*: A felső légkör aeroszol-tartalmának vizsgálatai; *O. B. Vasziljev*: A mezoszférikus felhők optikája; *O. B. Vasziljev — T. M. Epifanova — V. M. Orlov — L. T. Trofimenko*: A felsőlégköri aeroszol-rétegek feltárásának lehetősége a szürkületi fény zenitbeli színképeinek megfigyelésével; *V. A. Bronsten*: Az éjszakai világító felhők és a légkör meteorikus jelenségei; *N. I. Novozhilov*: Az éjszakai világító felhőkből álló felhőrendszerek; *I. M. Dolgin — A. I. Volkreszenszkij — E. I. Krehem*: Az éjszakai világító felhők vizsgálata a sarkvidéken; *N. P. Fast*: Az éjszakai világító felhők megfigyelésének gyakorisága; *Cs. I. Villmann — A. I. Lazarev — A. A. Leonov*: Az éjszakai világító felhők megfigyelése a világűrben a Föld éjszakai oldalán.

Az értekezések igen sok értékes új adatot és szempontot tartalmaznak a mezoszféra felhőjelenségeire vonatkozóan.

Aujeszky László

ACTA UNIVERSITATIS SZEGEDIENSIS, Pars Acta Climatologica, Tomus XIII., Fasc. 1 — 4. (A Szegedi József Attila Tudományegyetem Közleményei, Éghajlati Tanulmányok, XIII. kötet, 1 — 4. füzet, szerkeszti *Péczely György*, Szeged, 1974, 87 B/5 oldal).

A szegedi egyetem legújabb Acta Climatologica-ját forgatva, örömmel állapítja meg a recenzor, hogy határozott, állandóan felfelé ívelő tendenciát mutat ez a sorozat, akár a közölt tanulmányok témáit vizsgáljuk külön-külön, akár a kötetek szakmai-módszertani összhangját vetjük össze a korábbi kötetek bármelyikével. Az a véleményünk a sorozatról, hogy napjainkban az igényes, korszerű éghajlati szakirodalmat képviseli Magyarországon.

A XIII. kötet vezető tanulmánya a szerkesztő *Péczely György* tollából „A Statistical Investigation on the Secular Precipitation Series of Hungary” (Magyarország szekuláris csapadéksorozatának statisztikai vizsgálata) címen 10 állomás 100 évet meghaladó megfigyeléseiből képezett országos átlagok segítségével vizsgálta a csapadékos és száraz hónapok ismétlődéseit. Véletlenszerű megoszlást kapott eredményül. Országos átlagsora értékes, további kutatások alapját képezheti. *Oross G. — Vas Z.* „An Analysis of the Water Supplies of the Water-System Danube — Tisza” (A Duna — Tisza-vízrendszer vízjárásának analízise) című tanulmányban a Duna és a Tisza vízhozamának és a csapadékmennyiségek változásainak elemzését adják. Mindkettőnek csökkenő tendenciáját állapítják meg, s a 13 évi periódus mutatkozik a legjellemzőbbnek. *Fekete L. — Szepesi K.*: „A Statistical Analysis of the Length of Rainy Periods and their Quantity of Precipitation” (Csapadékos szakaszok hosszának és csapadékhozamának statisztikai elemzése) c. tanul-

mányának eredménye — az észlelt csapadékos szakaszok hossza igen magas szignifikancia szinten különbözik a véletlenszerűen egymásra következő csapadékos szakaszok hosszától — látszólag ellentmond *Péczeley* konklúzióinak, de ott statisztikai halmazról, itt pedig észlelt, egymásra következő csapadékos időszakokról van szó. *Boros József*, a tanszék nemrég elhunyt tudományos munkatársa és *Bárány I.*: „Contribution to the Knowledge of Atmospheric Humidity Conditions in Rice Crops Subjected to Various Treatments” (Adatok különböző kezelésű rizsállományok légnedvesség-viszonyaihoz) című tanulmánya műtrágyázott és trágyázatlan állományban végzett összehasonlító vizsgálattal kimutatta, hogy a trágyázott állomány magasabb nedvessége magyarázza az ilyen állományok gyakoribb gombafertőzését. A kötet *Kiss Á. — Károssy Cs.*: „Statistische und makrosynoptische Analyse der Tagesschwankung der Temperatur” (A hőmérséklet napi ingásának statisztikai és makroszínoptikus elemzése) című tanulmánya zárja, amelyben — folytatva korábbi, e tárgyban megjelent vizsgálataikat — Kecskemét és Szeged napi hőmérsékleti ingásait elemzik, figyelembe véve a különböző makroszínoptikus helyzeteket.

Kéri Menyhért

SZURÓCZKI ZOLTÁN: Meteorológiáról kertészkedőknek (*Éghajlat, időjárás és a kert*). Mezőgazdasági Kiadó Budapest, 1975. 223 oldal.

A szerző könyvét, mint azt a bevezetőben írja „agrometeorológiai tájékoztató”-nak szánta. A kertészettel foglalkozók számára — népszerű formában —, tizenhét fejezetben foglalja össze a legfontosabb meteorológiai és agrometeorológiai ismereteket.

Az első két fejezetben a növényi élet és környezete közötti szoros összefüggésekre mutat rá. Kiemeli az időjárás, mint környezeti tényező szerepét a növényi életben.

A következő — harmadik — fejezetben növényfenológiai alapismereteket, megfigyelési módszert ad a kertészkedőknek.

Ezután hat fejezetet át (IV—IX.) meteorológiai ismeretek következnek. A kertészek számára igen hasznos tudnivalókat tartalmaznak ezek a fejezetek a légkör összetételéről, a nap-sugárzásról, a hőmérsékleti viszonyokról, a szélről, vízről. A meteorológiai és agrometeorológiai ismereteket a kertészek napi feladataihoz kapcsolva írja le, s így teszi azokat könnyen érthetővé és megjegyezhetővé. A hőmérséklettel kapcsolatban például szó esik a növények hőigényéről, a magas és alacsony hőmérsékletek által okozott növénykárosodásokról is.

A X—XIII. fejezetben Magyarország éghajlatáról, a mikroklímáról és az időjárás károkról ír röviden, világosan.

Végül az egyszerűbb meteorológiai mérőműszereket — hőmérők, csapadékmérő, barométer, higrométer — ismerteti.

A XIV. fejezetben az időjárás változásainak okairól ír. Megismerteti az olvasót a légtömeg, az időjárás frontok, a ciklonok, anticiklonok fogalmával, a felhő- és csapadékképződés mechanizmusával. Leírja az időjárás előrejelzésének összetett, bonyolult feladatait és kiemeli, hogy az időjárásváltozások nem véletlenszerűen lejátszódó folyamatok, hanem mindig fizikai törvények szerint mennek végbe.

A XV. fejezetben az időjárás változásainak helyi előjeleiről ír, a XVI-ban pedig néhány szót ejt a távelőjelzés jelenlegi lehetőségeiről és ennek kapcsán leleplezi a különböző — sajnos még ma is népszerű — „időjósító” naptárokat. A fejezet végén a népies időjárás szabályok (fagyoszentek, Medárd stb.) és a hozzájuk fűzött meteorológiai magyarázatok kapnak helyet.

Az utolsó fejezetben minden egyes hónapról klimatikus jellemző értékeket közöl és a „nevezetes dátumok” címszó alatt a hosszú meteorológiai megfigyelési sorozatokból rendkívüli jelenségeket, vagy éppen szabályszerűen bekövetkező eseményeket emel ki. Növényfenológiai megfigyelések eredményei is helyt kapnak ebben a részben (pl.: ápr. 13. a cseresznye virágzása, ápr. 29. az orgona virágzása stb.).

Az ismertetett könyvben leírtakat elsősorban a meteorológia iránt érdeklődő kertészek, kiskert-tulajdonosok, növénybarátok hasznosíthatják igen jól.

Bartháné Kmetykó Katalin

LÉGSZENNYEZŐDÉS-METEOROLÓGIAI KUTATÁSOKAT KOORDINÁLÓ KGST-ÜLÉS BUDAPESTEN

A KGST-országok között a környezetvédelem területén is kialakult együttműködés tizenegy (I–XI.) téma – az orosz tárgyalási nyelv meghatározása szerint „probléma” – körül csoportosul. Ezek közül az V. „A légszennyeződés meteorológiai vonatkozásai” c. probléma meghatalmazottai másodízben 1976. február 24–27. között ültek össze Budapesten, az Országos Meteorológiai Szolgálat székházában. Az ülésen az OMSZ képviselőin kívül a Bolgár Népköztársaság, a Német Demokratikus Köztársaság, a Lengyel Népköztársaság, a Román Népköztársaság, a Szovjetunió és a Csehszlovák Szocialista Köztársaság delegációi vettek részt, valamint megfigyelőként a Jugoszláv Szocialista Szövetségi Köztársaság küldötte.

Az ülést a magyar szolgálat elnöke, *Czelnai Rudolf* nyitotta meg. Az Országos Környezetvédelmi Tanács részéről *Szenes Ervin* osztályvezető üdvözölte a tanácskozást. Az ülés elnöke *Mészáros Ernő*, a KLEFI tudományos igazgatóhelyettese, a téma hazai meghatalmazottja volt, a tárgyalásokat pedig *M. E. Berljand* professzor (Leningrád), a téma nemzetközi koordinátora vezette. Az ülésen a meghatalmazottak beszámoltak a szocialista országok között koordináltan folyó és 1975-ben lezárt kutatási feladatok eredményeiről, majd pontosan meghatározták az 1976–80-as évek kutatási feladatainak felosztását. Megvitaták az együttműködés fejlesztésének lehetőségeit, kidolgozták az 1976–77-es időszak munkatervét, meghatározták a koordinációs és szakértői tanácskozássok, valamint a tudományos szemináriumok idejét és programját.

Az értekezlet harmadik napján tudományos programra is sikerült időt szakítani. Ennek során *Mészáros Ernő* adott áttekintést a magyar szolgálatban folyó környezetvédelmi tevékenységről, majd a légköri kén regionális körforgalmára vonatkozó kutatásainak legújabb eredményeit ismertette.

A konferencia – amint e rövid beszámolóból is kitűnik – eredményes volt, és a tárgyalások mindvégig baráti légkörben folytak. A négy napos ülészakot az Országos Környezetvédelmi Tanács és az OMSZ által közösen rendezett baráti találkozó zárta.

Gajzágó L.

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG 44. KÖZGYŰLÉSE

A Magyar Meteorológiai Társaság fennállásának 51. évében, 1976. március 11-én tartotta 44. rendes közgyűlését a MTESZ Anker közli székházában.

Béll Béla, a társaság elnöke megnyitó beszédében hangsúlyozta: „... a társaság folytonos célkitűzése arra irányuljon, hogy a meteorológia eredményeinek, szolgáltatási kapacitásának társadalmi felhasználását széles körű tájékoztatással, saját tagságán túlmenően, a műszaki és tudományos egyesületek közti együttműködéssel, a társadalmi erők mozgósításával elősegítse. Kis taglétszámának aktivitását, anyagi lehetőségeit megkoszorozhatja, ha az eddiginél szorosabb kapcsolatot épít ki a műszaki és természettudományi egyesületekkel, a rokon tudományos társaságokkal, részben közvetlenül, részben szakosztályai révén.” Az elnöki megnyitó után *Szakály József* főtitkár tekintette át a társaságnak a legutóbbi közgyűlés óta végzett tevékenységét. Beszámolójában részletesen megemlékezett a társaság fennállásának 50. a Magyar Tudományos Akadémia alapításának 150. évfordulója alkalmából tartott ünnepi üléséről, és a társaság XVIII. Vándorgyűléséről, amelyet a Szlovák Meteorológiai Társasággal közösen, Nyitrán rendeztek.

A főtitkár a továbbiakban szólt még a társasági ülésekről, és ismertette a szakosztályok tevékenységét; kitért a társaság nemzetközi kapcsolatainak alakulására, majd a társaság vezető szerveinek és bizottságainak munkájáról esett szó.

A közgyűlés egyperces néma felállással, kegyelettel emlékezett meg *Boros József*ről, a szegedi csoport titkáráról, a választmány volt tagjáról. *Réthy Antal* professzorról a magyar, az NDK és a csehszlovák meteorológiai társaságok tiszteletbeli tagjáról, a társaság alapító tagjáról, volt főtitkáráról és elnökéről, *Abonyi József* obszervatórium vezetőről, *Dunay Sándornér*ről a KEI tud. főmunkatársáról, *Görgényi Lajos* nyugalmazott pénzügyi osztályvezetőről, a társaság korábban volt pénztárosáról, akiktől az elmúlt év folyamán vetünk örökre búcsút. A továbbiakban beszámolt még a MTESZ központi szerveivel, a társegyesületekkel, az MTA Meteorológiai Tudományos Bizottságával és az OMSZ-szal fenn-

álló kapcsolatok alakulásáról is. Végül a beszámoló utolsó részében a főtitkár javaslatot tett a társaság 1976. évi munkatervére.

A főtitkári beszámoló után *Gaál Elek*, a számvizsgáló bizottság elnöke terjesztette elő az 1975. évi pénzgazdálkodásáról és az 1976. évi költségvetési tervről szóló jelentést. A beszámoló megvitatása során *Ambrózy Pál*, *Antal Emánuel*, *Gaál Elek*, *Hollósi Mihály*, *Kéri Menyhért* és *Láng Sándor* egészítették ki javaslataikkal a társaság munkaprogramját. A közgyűlés mind a főtitkári beszámolót, mind pedig a számvizsgáló bizottság jelentését egyhangúlag elfogadta.

Utolsó napirendi pontként a megüresedett társasági tisztségek betöltése, ill. új tagok felvétele szerepelt.

A közgyűlés a választmány póttagjainak megválasztotta *dr. Fodor Istvánt* és *Kiss Árpádot*, a pécsi ill. a szegedi csoport titkárát és *Major Györgyöt*, a KLPF tud. osztályvezetőjét.

Végül a közgyűlés *Borsodi Imrét*, *Brózik Ilonát*, *Győrfi Adrient*, *Jakab Ildikót*, *Katona Lóviát*, *Kriszt Tündét*, *Nyíró Ferencet*, *Poleczky Editet*, *Putzer Andrást*, *dr. Szalai Dezsőné*t, *Szentirmay Lászlót*, és *Vas Zoltánt* felvette az MMT tagjainak sorába.

Bozó P.

*

A XVI. METEOROLÓGIAI VILÁGNAP

alkalmából a Magyar Meteorológiai Társaság 1976. március 25-én ünnepi ülést rendezett, az Országos Meteorológiai Szolgálat székházában.

Béll Béla társelnök bevezető szavai után *Antal Emánuel* tudományos főosztályvezető tartott előadást „A meteorológia és az élelmiszertermelés” címmel. Az előadás első részében a Föld népességének és élelmiszertermelésének alakulásáról kapott igen érdekes, számadatokkal és ábrákkal illusztrált tájékoztatást a hallgatóság, majd a világ élelmiszertermelésének problémáival és az agrometeorológiának az élelmiszertermelésben játszott szerepével foglalkozott az előadó.

Az előadásból, amelyet lapunk következő számában teljes terjedelemben közlünk, világosan kitűnt, hogy a WMO célja az ideai Meteorológiai Világnap témájával az volt, hogy felhívja a figyelmet a világ élelmiszertermelése és az időjárás közötti összefüggésekre. E világnap kitűnő alkalom volt arra is, hogy a nagyközönség, valamint a világélelmészeti elveket kidolgozó szakemberek, és a végrehajtást irányító gazdasági, politikai vezetők megismerhessék a Meteorológiai Világszervezet integrált tevékenységét, amit a világ élelmiszertermelésének elősegítése érdekében folytat.

A nagy érdeklődéssel kísért előadást két film vetítése követte, amelyeket a Meteorológiai Világszervezet bocsátott a társaság rendelkezésére.

Tóth E.

1975. július 8-án, 77 éves korában Los Angelesben elhunyt *Prof. Jacob Bjerknés*, a neves bergeni meteorológiai iskola egyik alapítója.

Édesapja, *Vilhelm Bjerknés* 1916-ban került Bergenbe rendkívüli egyetemi tanárként, és sikerült elérnie, hogy kormánytámogatással sűrítsek Norvégia nyugati partvidékén a meteorológiai megfigyelő hálózatot. Irányításával három fiatal meteorológus, *Jacob Bjerknés*, *Halvor Solberg* és *Tor Bergeron* látott hozzá ezeknek a megfigyeléseknek az analizéséhez. Felismerték, hogy a mérsékelt földrajzi szélességek vonuló diszturbációi a poláris és a trópusi légtömeget elválasztó határon, az ún. polárfreont alakulnak ki.

A mérsékeltövi ciklonok *polárfreont elmélete* jelentős hatást gyakorolt az elméleti meteorológia további fejlődésére és az időjárás előrejelzések megbízhatóságának nagy mértékű javulását eredményezte. Később, amikor a húszas évek végén és a harmincas években már aerológiai megfigyelések is nagyobb számban álltak rendelkezésre, *Jacob Bjerknés* – részben *Jörgen Holmboe*-val együttműködve – kimutatta a közepes szélességeken mozgó hullámrendszerek háromdimenziós szerkezetét és empirikus modelleket dolgozott ki azokra.

Jacob Bjerknés 1931-ben kapta meg a professzori címet Bergenben. 1939-ben az Egyesült Államokba költözött és 1946-ban felvette az amerikai állampolgárságot. A kaliforniai egyetemen igen aktív meteorológiai tagozatot épített ki.

Életének különösen az utolsó szakaszában figyelmét elsősorban az óceán és a légkör közötti energetikai kölcsönhatások megismerésének szentelte. Ilyen irányú kutatásaival számottevően járult hozzá a klímaingadozások okainak jobb megértéséhez.

Jacob Bjerknés több tudományos akadémia-nak és társaságnak volt tagja, s számos megtisztelő kiténtetés és emlékérem tulajdonosa. Munkásságát 1959-ben a Meteorológiai Világszervezet IMO-díjjal honorálta. Személyében a tudományos társadalom a meteorológia modern alapjainak egyik megteremtőjét vesztette el.

Götz G.

*

AZ OMSZ ÉS AZ ELTE TERMÉSZETTUDOMÁNYI KARÁNAK EGYÜTTMŰKÖDÉSI SZERZŐDÉSE

Az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke és az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karának dékánja, 1976. január 20-án írta alá azt az együttműködési szerződést, amelyet „a két intézmény szellemi és anyagi kapacitása optimális kihasználásának igényétől indítva” kötötték meg.

A szerződés szerint az OMSZ és az ELTE TTK együttműködik

a) a meteorológia, valamint a meteorológiai kutatásban alkalmazott matematika oktatásának területén;

b) a tudományos kutatás területein, az egymással érintkező témák koordinálásában, továbbá az egymást kiegészítő témák művelésének kölcsönös segítségével;

c) a tudomány és a gyakorlati alkalmazás kapcsolatainak erősítését célzó közös vállalkozások kidolgozásában és végrehajtásában.

A szerződés a továbbiakban részletesen meghatározza a szerződő felek azon konkrét feladatait, amelyek a fenti célkitűzések megvalósítását szolgálják.

A kölcsönös tájékoztatás, a hazai és a nemzetközi fórumokon történő egységes fellépés, valamint az évenként kidolgozandó közös munkatervek elősegítik azt, hogy az ELTE TTK és az OMSZ a meteorológus szakemberek képzésében, a meteorológiai kutatás és a kutatási eredmények alkalmazása területén – a rendelkezésre álló erőket koncentráva – az eddigieknél is hatékonyabban és tervszerűbben tevékenykedhet.

Szakály J.

*

INTERKOZMOSZ SZIMPÓZIUM ÉS MUNKAÉRTEKEZLET

Az INTERKOZMOSZ együttműködés 1971–75 közötti öt évének lezárásaként az elért eredményekről minden témában szimpóziumon adnak számot a résztvevők. A 7. és 8. téma összevont szimpóziómra 1976. február 10–12. között került sor Potsdamban. A vendéglátókon kívül Bulgária, Csehszlovákia, Magyarország, Lengyelország és a Szovjetunió szakemberei vettek részt az üléseken.

Elsőször a 7. téma előadásaira került sor: ezek a numerikus analízis és prognózis kérdéseit tárgyalták arra az esetre, ha műholdas információt is bevonunk a vizsgálatba. Az előadások összefoglaló tanulságaként megfogalmazást nyert, hogy mi a feladat által megkövetelt felbontási és pontossági igény a műholdas adatokkal szemben. A 8. témához tartozó előadások a hőmérsékleti szondázás kérdéseit taglalták. A hőmérsékleti szondázásból lezármaztatott geopotenciál mező adja majd a numerikus analízis fő támpontját az adat-szegény területeken. A két téma munkája a tavalyi bukaresti szeminárium óta sokat közeledett egymáshoz, ami szükségessé is az operatív együttműködéshez. Magyar részről a 7. témában *Rákóczi Ferenc*, a 8. témában *Major György* tartott előadást.

A szimpózium befejeztével témánként munkaértekezletre került sor. Az 1976–80 közötti együttműködési szakaszra meghatározott témák számozásának megfelelően az 1. probléma-

kör ülésén *Major György*, a 2. problémakörén *Tánczer Tibor* vett részt a magyar meteorológiai szolgálat nevében. A megbeszéléseken egyeztettek az 1976–77. évi tevékenység tervét, és előkészítették az anyagot az állandó munkacsoport ez évi ülésére.

Major Gy.

*

A FÖLD FELSZÍNÉNEK ÉS METEOROLÓGIAI JELENSÉGEINEK MEGFIGYELÉSE A VILÁGÚRBÓL

Az MTESZ Központi Asztronautikai Szakosztálya 1976. február 2 és 3-án „Földfelszíni és meteorológiai megfigyelések a világúrból” tárgy körben tudományos ülészakot rendezett. A kétnapos ülészakon elhangzott előadások a műholdak által szolgáltatott információk sokoldalú, nevezetesen földtani, meteorológiai, hidrológiai és mezőgazdasági felhasználásával foglalkoztak.

Az előadás-sorozatot *Almár Iván* kandidátus, a Központi Asztronautikai Szakosztály elnöke nyitotta meg. Beszámolt a szakosztály keretében működő „Földfelszíni és meteorológiai megfigyelések a világúrból” elnevezésű munkabizottság eddigi tevékenységéről és terveiről, majd *Stegena Lajos* egyetemi tanár tartott előadást a mesterséges holdak segítségével végezhető geofizikai térképezésről. *Kőhát Attila* és *Czakó Tibor* geológusok a műholdfelvételek földtani interpretálási lehetőségeire mutattak rá. Az előadásokat az elnöklő *Barta György* és *Szádeczky-Kardos Elemér* akadémikusok méltatták.

Délután a Föld felszínéről mesterséges holdak által készített felvételek fizikai kiértékeléséről *Abonyi Iván* egyetemi docens tartott előadást. Élénk érdeklődés kísérte *Bozó Pál* meteorológus előadását, amelynek tárgya az űrfelvételek mezőgazdasági alkalmazhatósága volt. *Molnár Gyula* fizikus a légkörnek a természeti erőforrások műholdas megfigyelésére gyakorolt befolyásáról eszélt. Az erőforráskutatás témakörében elhangzott előadásokat *Baj Attila*, az Űrkutatási Bizottság osztályvezetőjének előadása zárta, aki az erőforrás-kutatás hazai szükségességét hangsúlyozta és az Űrkutatási Bizottság e téren kibontakozó terveiről szólt. Az első napi program *Almár Iván* elnök zárszavával ért véget.

Február 3-án a délelőtti előadások meteorológiai tárgykörből hangzottak el. Az elsőt *Dobosi Zoltán* egyetemi docens tartotta a sugárzasegyenlegről és klímáról a műholdas mérések tükrében. *Major György* és *Tánczer Tibor* előadása a műholdas megfigyeléseknek az éghajlat kutatásában történő alkalmazhatóságát bizonyította. *Fekete Ilona* az űrtechnika szerepéről szólt az első világméretű GARP-kísérletben. A gazdag meteorológiai programot az elnöklő *Aujeszky László*, a földtudományok doktora foglalta össze.

A délutáni előadásokat a hidrometeorológiai témakörnek szentelték. *Bodolainé Jakus Emma* és *Tánczer Tibor* előadásukban módszert mutattak be, melynek segítségével az olvadásból származó vízhozam becslhető a Duna bécsi szelvényére a műholdképek segítségével. Szervesen kapcsolódott ehhez *Magyar Pál* mérnök előadása, aki a vizsgálatnak a dunai árhullások előrejelzésében való jelentőségéről beszélt. *Domokos Miklós* a VITUKI osztályvezetője a felszíni vizek műholdakról történő felismeréséről tartott előadást. A talajnedvesség műholdas megfigyelésének módszereit *Miskolci Ferenc* fizikus ismertette. Az előadásokat az elnök *Kovács György*, a műszaki tudományok doktora értékelte. A kétnapos ülészak végén *Baj Attila* összegezte a tapasztalatokat és rámutatott a további tennivalókra.

Az előadásokat számos értékes hozzászólás és élénk vita kísérte, bizonyítva a téma iránti nagyfokú érdeklődést.

Fekete I.



BUCSY JÓZSEF NYUGALOMBA VONULT

1975. december 31-én, közel negyedszázados osztályvezetői tevékenység után, a magaslégi megfigyelések magyarországi kitűnő szakértője, *Bucsy József* nyugalmába vonult.

1914. május 17-én született a ma Sármellékhez tartozó Égenföldön, Veszprém megyében. Az érettségét Veszprémben tette le, majd Budapesten a Tudományegyetem bölcsészettudományi karán folytatta tanulmányait. Matematika-fizika szakos tanári oklevelét 1938 májusában kapta meg díszes eredménnyel. Egy évig óraadó tanárként működött Nyergesújfalun. Az egyetem fizikai intézetének ajánlására került 1939 júliusában a Meteorológiai Intézetbe, illetve az intézet ógyallai obszervatóriumába. Az itt folyó szakmai munka mindegyikét fiatalos lelkesedéssel, lelkiismeretes pontossággal végezte a meteorológiai észlelésektől kezdve az aerológiai, sugárzási, földrengési és földmágnességi mérésekig, sőt még a kiadványok szerkesztésében is részt vett. Működése elismeréseként 1943-tól az obszervatórium helyettes vezetőjének nevezték ki. A háborús események sem mozdították el helyéről, s így az ő érdeme is, hogy az ógyallai meteorológiai megfigyelések sorozatában nincs hiány. 1973-ban méltán kapta meg a csehszlovák meteorológiai szolgálat *Konkoly-Thege Miklós-émlékérmét*.

1945-ben a budapesti magaslégkörkutató osztályra került, ahol a magassági szél-megfigyeléseken és feldolgozásokon kívül a ballonsondás légállapotmérések végzésében, kiértékelésében és laboratóriumi előkészítésében is részt vett. Hosszú ideig végezte az intézet kertjében történő éghajlati megfigyeléseket is. Nevéhez fűződik a mindennapos rendszeres rádiósondás mérések megindítása, ezzel a magyar aerológiai szolgálatnak a nemzetközi határozatok által előírt színvonalra juttatása.

*

AZ FGGE KORMÁNYKÖZI TERVÉRTEKEZLETE

Az Első Globális GARP Kísérlet (FGGE) kormányközi tervértekezletét 1976. február 2–6. között tartották Genfben, a WMO székházában. A 42 ország küldötteinek részvételével tartott értekezlet célja az volt, hogy hivatalos nyilatkozatok formájában összegyűjtse: melyik ország milyen formában és erővel járul hozzá az 1978–79-ben lezajló világméretű kísérlethez.

Az értekezlet elején a kísérletet szervező tudósok legjobbjai méltatták a GARP jelentőségét, választák a célokat és a várható eredményeket, valamint ismertették a kivitelezés terveit. Ezután WMO tisztviselők ismertették az értekezlet kezdetéig kialakult tényleges helyzetet: milyen mértékben valósultak meg a WWW tervei és mik a kilátások a globális kísérlet idejére szóló speciális megfigyelések megszervezésére és végrehajtására. Majd az elnök *A. Nyberg* felkérte a delegációkat a nemzeti hozzájárulások írásbeli bejelentésére, valamint az ülés résztvevői előtti szóbeli ismertetésre.

A továbbiakban a tanácskozás munkacsoportokra bontva folyt: a résztvevők a regionális kísérletekről és a bejelentések értékeléséről vitáztak. Az értékelés során kiderült, hogy az eredeti tervekhez képest még néhány területen hiányzanak rádiósondázó állomások, úszó bóják, és nehézségek mutatkoznak még a telekommunikációval is. Az országok döntő többsége még nem zárta le nyilatkozatát, fenntartva a lehetőséget más területen való csatlakozásra is. A jegyzőkönyv vitája során elhangzott hozzászólások szerint a célhoz vezető úton már csak néhány lépést kell megtenni, és erre még elegendő idő áll rendelkezésre.

Major Gy.

1952-ben az aerológiai szolgálat a központi székházból a pestlőrinci obszervatóriumba került át; *Bucsy József* 1953 őszén ott kapta meg osztályvezetői kinevezését a rádiószondázó osztályra. Ez az egyik legfontosabb operatív és adatszolgáltató osztály, ahol a költséges magaslégköri mérések aprólékos, pontos, nagy szakmai gyakorlatot igénylő adatkritikát kívánják. A 24 órás szolgálattal kapcsolatos szervezési kérdések, a szolgálat anyagellátása mellett elsősorban az adatellenőrzést tartotta legfontosabb feladatának *Bucsy József*, mint osztályvezető is. Ennek köszönhető, hogy a magyar aerológiai adatok megbízhatók, reájuk a kutatás és a szolgálat is mindig biztosan támaszkodhat.

Az 1956-os események során megismételte az ógyallai helytállást: az éghajlati és aerológiai mérésekben ezekben a napokban nem volt kimaradás Pestlőrincen. Hivatáasseretőre, kötelességtudására jellemző, hogy ha a szolgálat ellátásában betegség, szabadság vagy egyéb ok miatt bármikor munkaerőhiány volt, rá mindig számíthattak, mert még egészségénél is fontosabbnak tartotta a mérések folyamatosságát.

Bucsy József munkaterületét kiválóan ismeri, szakmai tudása kimagasló. Ezen tudását nemcsak az osztályán dolgozóknak adta át a betanítások során, hanem a szakkádereképző, majd technikus tanfolyamok révén tartott előadás-sorozatokon és különböző aerológiai jegyzetek megírása révén is. Tartott aerológiai előadásokat és gyakorlatokat az ELTE Meteorológiai Tanszékén is.

Az operatív feladatok nagy lekötöttsége mellett mindig foglalkozott tudományos kutatómunkával, ógyallai működésétől kezdve napjainkig. Referátumokat tartott, dolgozatai az *Időjárás* hasábjain és a szolgálat *Beszámolókötet*iben jelentek meg. Legutóbbi vizsgálatainak eredménye a még csak kéziratok formában meglévő anyag: a budapesti magassági szelek szélirány-szélsébség szerinti komplex feldolgozása.

A Magyar Meteorológiai Társaságban végzett több évtizedes munkájáért 1974-ben a *Steiner Lajos-érem*mel tüntették ki. Az Országos Meteorológiai Szolgálat két ízben ismerte el az aerológia terén kifejtett működését *kiváló dolgozó-jelvény*vel. 1975-ben, nyugdíjazása előtt, élete munkásságáért a Magyar Népköztársaság Elnöki Tanácsa a *Munka Érdemrend* bronz fokozatát adományozta *Bucsy József*nek.

Külön kell szólnunk még arról a lelkiismeretes és gondos tevékenységről, amit *Bucsy József* az Aerológiai Évkönyvek szervezése, szerkesztése, lektorálása terén végez évtizedek óta. Osztálya munkájának nemzetközileg is elismert végeredményei ezek a könyvek. A sorozat folytonosságát, minél előbbi megjelenését mindig szívén viselte és viseli. Ezek az évkönyvek teszik lehetővé, hogy *Bucsy József*től nem

vettünk búcsút nyugdíjazásakor, hanem továbbra is kikérhetjük véleményét, igénybe vehetjük szaktudását a rádiószondázó osztályon felmerülő problémáknál. Ugyanakkor vállalta nyugdíjasként is az Aerológiai Évkönyvekkel kapcsolatos szakmai teendőket ellátását. Az 1976-os év így csak egy újabb szakasza a meteorológia terén végzett munkásságának. Kívánjuk, hogy erőben, egészségben még számos eredménnyel gazdagítsa a nevével összefonódott magyar magaslégköri méréseket és kutatásokat a következő évtizedekben is.

Farkas A.

*

MAGYAR BALNEOLÓGIAI EGYESÜLET

az új neve a Magyar Balneoklimatológiai Egyesületnek. A névváltoztatásra az egyesület április 6-án tartott közgyűlésén került sor s így most nemcsak célkitűzéseiben – e téren nem volt változtatásra szükség –, hanem nevében is a régi, a múlt század végén (1891) alakult egyesület hagyományait követi. A lelépő elnök *dr. Kérdő István* helyébe *dr. Vadász Gyulát* az Eü. Min. keretében működő Gyógyfürdőügyi Igazgatóság vezetőjét választották meg egyhangúan. Az egyesület vezetőségébe több meteorológust is beválasztottak.

Kéri M.

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG AGROMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYA

1976. február 26-i ülésén „A talajhőmérséklet hatása a kukorica kezdeti fejlődésére” címmel tartott előadást *Pletser János* és *Szalay Dezsőné*.

A kukorica a talajhőmérséklettel szemben fejlődésének korai szakaszában nagyon igényes. Ismert, hogy az egyes hibridek viszonylag jól, mások kevésbé tűrik a szélsőséges időjárási hatásokat. Ezért nagyon lényeges a kukorica igényének megfelelő vetésidő megválasztása.

Az előadók feldolgozták Martonvásáron az erdőháti 20 évi talajhőmérsékleti sorozatot. Az 5 cm-es szint átlagos talajhőmérséklete szerint a kukorica legkedvezőbb vetésideje Martonvásár környékén április harmadik dekádja. A kukorica kezdeti fejlődését és a talajhőmérséklet összefüggését szabadföldi kísérletben vizsgálták. A talaj hőmérsékletét festéssel módosították. A kísérletet Erdőháton 5 színváltozattal, 4 sorozatban állították be. A festéssel módosított talajhőmérsékleten 3 hibrid reakcióját értékelték. Felvételezték a hibridek kelését a különböző színkezelésekben, mérték a növények magasságát. A vetéstől számított 40. napon a növényeket kiszedték és megmérték a zöld és száraz súlyukat. Az adatokat „Path” diagrammal értékelték. Föltételezték, hogy a talaj hőmérséklete a zöldsúlyon és a nö-

vénymagasságon keresztül hat a szárazanyag-tartalomra. A lineáris regressziós együtthatók meghaladták a 0,9-et. Az okok hatását az okozatra százaléokban is kimutatták; ebből kitűnt, hogy a talajhőmérséklet hatása legnagyobb a zöldsúlyra. A számításba nem vett „egyéb okok” hatása 43 %, ami a vizsgálatok további kiterjesztését teszi szükségessé.

A nagy érdeklődéssel kísért előadást közel 2 órás vita és hozzászólás követte. A vita résztvevői – *Manninger István, Szabó J. László* (Martonvásár), *Jenei Csaba* (Gödöllő), *Szakály József, Kéri Menyhért és Antal Emánuel* – igen sok értékes tanácsot adtak az előadónak a további munkához.

Dávid A.

✱

AGROMETEOROLÓGIAI TANULMÁNYÚT

1976 februárjában a Központi Légkörfizikai Intézet tudományos munkatársa, *Ábrányi Andor* és tudományos főmunkatársa, *Endrődi Gabriella*, TESCO-tanulmányúton járt Csehszlovákiában, a Csehszlovák Tudományos Akadémia prágai Kísérleti Botanikai Intézetében és a Központi Növénytermesztési Intézetben.

A tanulmányút célja a növényi vízháztartás és a fotoszintézis mérésére, vizsgálatára, valamint a környezeti tényezők és a növényi produkció kapcsolatának feltárására vonatkozó módszerek tanulmányozása volt. A korszerű agrometeorológiai kutatások célja, hogy hatékonyan elősegítsék a mezőgazdasági növények terméshozamának növelését. Ehhez viszont mind pontosabban ismernünk kell a főbb kultúrák hő- és vízigényét, zöldtömeg- és szárazanyag-termelését. Az egyes folyamatok közötti kapcsolatok feltárása irányuló kutatások alapját képezik a törvényszerűségek megismerésének, és ezekből kiindulva elősegíthetjük a növényi zöldtömeg és szárazanyag, azaz a terméshozam megfelelő növelését.

A prágai Kísérleti Botanikai Intézetben különösen jelentős eredményeket értek el a növények szén-dioxid- és vízforgalmának (fotoszintézisének és transzpirációjának) vizsgálata terén, laboratóriumi és szabadföldi mérések útján. Kapcsolatokat állapítottak meg egyes mezőgazdasági növények (cukorrépa, búza) esetében a levélfelület, a szárazanyag-termelés és a fotoszintetikus aktív sugárzás, az állomány szerkezete (sűrűsége) és fejlődése, valamint a különböző növényfiziológiai paraméterek és a fejlődési fázisok között.

A tanulmányút tapasztalatai ismételtlen megerősítik az utóbbi években a magyar meteorológiai szolgálatban is megkezdett produkció-vizsgálatok jelentőségét. Kitűnt továbbá, hogy az említett vizsgálatokat ösze kell kapcsolnunk az állományok szerkezeti sajátosságainak alaposabb felmérésével az optimális fejlődés és terméshozam elérése végett.

Endrődi G.

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG VÁLASZTMÁNYA

1976. február 12-én tartotta idei első ülését. *Bell Bélának* a társaság elnökének megnyitó szavai után *Szakály József* főtitkár ismertette a társaság 1976. évi munkatervét. Elmondta, hogy a munkatervet úgy állították össze, hogy az már előremutatást is adjon az 1977. év tavaszán megválasztandó új vezetőségnek. Beszámolt a XVI. Meteorológiai Világnap előkészítéséről, majd részletesen szólt a szakosztályok 1976. évi terveiről. A munkaterv megvitátása után fölmerült még a meteorológus-utánpótlás helyzete s a társaság teendői ezen a téren, majd a fénykép-és irodalmi pályázatok ügye.

Tájékoztatta a főtitkár a választmány tagjait a 44. rendezet közgyűlés előkészületeiről. Ezután beszámoló következett a MTESZ XI. közgyűléséről, amelyen a társaságot öt fős delegáció képviselte. A választmány megvitatta a tagdíj emelésének szükségességét és módjait, és fölhatalmazta az elnököt a szükséges lépések megtételére.

Végül új tagok felvételére került sor: *Balázs Évát, Bártfai Erzsébetet, Cseh Sándort, Fiers Daniellát, Hont Lászlót, dr. Major Istvánnét, Major Jánost, Szabari Annát, Szalkai Mártát és Ujvári Katalint* a választmány fölvette a társaság tagjai sorába.

Bozó P.

✱

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG SZEGEDI CSOPORTJA

A József Attila Tudományegyetem Éghajlattani Tudományos Diákkörével február 19-én délután együttes ülést tartott. A Magyar Meteorológiai Társaság vezetősége részéről jelen volt az ülésen *Zách Alfréd* kandidátus, a MMT társelnöke.

Az ülés első napirendi pontjaként a szegedi csoport titkárává választották *Kis Árpád* adjunktust. A választást a korábbi titkár, *Boros József* 1975-ben történt elhalálózása tette szükségessé.

Utána *Gulyás Ottó*, a matematikai tudományok kandidátusa, a Központi Meteorológiai Intézet tudományos tanácsadója tartott előadást az *analógia fogalmáról és meteorológiai vonatkozásairól*. Mivel az analógia keresésén alapuló matematikai eljárás ma még általában matematikusok előtt is csak kevéssé ismert, a viszonylag nagyszámú hallgatóság a témának megfelelő érdeklődéssel fogadta a rendkívül érdekes, az analógia-kutatás matematikai alapelveit megvilágító előadást, s arra számos hozzászólással reflektált.

Végezetül *Péczely György* tanszékvezető egyetemi tanár röviden ismertette a JATE Éghajlattani Tudományos Diákköre tagjainak

a helyi diákköri konferenciára készülő pályamunkáit. Az ismertetett tíz dolgozat a szinoptikus klimatológia és a korszerű matematikai statisztika módszereinek felhasználásával többségében Magyarország éghajlatának kérdéseivel foglalkozik, néhány dolgozat pedig földgömbi méretű kérdésekre keres választ.

Kiss Á.

*

A METEOROLÓGIAI VILÁGSZERVEZET ALAPRENDSZEREK BIZOTTSÁGA MUNKACSOPORTJAINAK ÜLÉSEI

A *Kód Munkacsoport* ülését 1976. március 15–19. között tartották Genfben.

Az ülés fő feladata az volt, hogy kódokat dolgozzon ki a különféle műholdas észlelések adatainak továbbítására, valamint a Globális Légkörkutató Program (GARP) Első Globális Kísérlete (FGGE) keretében (kb. 1978–79-ben) működtetendő különleges megfigyelési rendszerek észlelési anyagának közlésére.

Három „műholdas” kód tervezetét dolgozta ki a munkacsoport az ülés folyamán. A SARAD kód a poláris pályán keringő műholdak által mért sugárzási adatok közlésére szolgál, a SATEM kód az előbb említett mérésekből levezetett hőmérsékletadatokat tartalmazza standard izobárfelületek közötti rétegek középhőmérséklete formájában, míg a SATOB kód a geoszinkron műholdak különböző mérési adatainak (bizonyos felhők felső szintjének magassága, hőmérséklete, az ottani szél iránya és sebessége, tengerfelszín-hőmérséklet stb.) továbbítására van hivatva.

Az FGGE különleges megfigyelési rendszerével kapcsolatban a következő kódokat dolgozta ki az ülés: 1. Az ejtőszondák adatainak továbbítására a TEMP kódhoz igen közel álló TEMP DROP kódot. 2. Az állandó szintű ballonok révén meghatározott szél-adatok kódolására a COLBA kódot. 3. Az óceáni úszó bójkák adatainak (elsősorban légnyomás és tengerfelszín-hőmérséklet) közlésére a DRIBU kódot.

Munkájának további részében az ülés különböző módosítási javaslatokat tett a TAF, SHIP, SHRED, GRID és SFLOC kódokra vonatkozóan.

Az ülés ötnapos időtartama rövidnek bizonyult az előzetes napirend pontjainak részletes megtárgyalásához. Így el kellett halasztani sok egyéb olyan javaslat megvizsgálását, amelyek a Kód Kézikönyv további javítását, illetve a II. (regionális) kötetnek az I. kötet beosztásához igazodó átszerkesztését célozták. Ugyancsak későbbre maradt egy új, automatikus feldolgozásra alkalmasabb kód-generáció alapelveinek kidolgozása is.

Az ülésről szóló zárójelentést és a javaslatokat az Alaprendszerek Bizottságának 1976.

novemberi rendkívüli ülése elé terjesztik jóváhagyás céljából.

Az *Adatfeldolgozási Munkacsoport* ülése, amely ugyancsak Genfben 1976. március 22-től április 2-ig tartott, a meteorológiai adatfeldolgozás különböző kérdéseivel kapcsolatban dolgozott ki ajánlásokat.

Megvitatott és elfogadott egy tervjavaslatot arról, hogy hogyan szolgálja a Globális Adatfeldolgozási Rendszer az Első GARP Globális Kísérletet, amelyet a jelenlegi tervek szerint 1978–1979-ben hajtanak végre. A kísérlet eredményeinek kiértékelésénél döntő szerepe lesz a Meteorológiai Világközpontok által rendszeresen készítő globális analíziseknek. A tervjavaslat igen fontos része az, amely a kísérlet megfigyelési adatanyagának cseréjére vonatkozóan ad meg egy szabványformátumot.

Hosszasan foglalkozott az ülés a feldolgozott meteorológiai adatok (analízisek, előrejelzések, rácspontokra megadott paraméterek) operatív („real-time”) cseréjével kapcsolatos kérdésekkel. Hangsúlyozottan javasolta a GRID kód szélesebb körű alkalmazását, ugyanakkor rámutatott a GRID kód továbbfejlesztésének szükségességére, hogy alkalmasabb legyen a speciális repülési igények kielégítésére, és hogy görbék kódolását is lehetővé tegye (például a frontok helyzetének megadása céljából). E javaslatoknak nem mond ellent, hogy a munkacsoport támogatta a kód egy egyszerűsített változatának használatát a számítógépes dekódolás egyszerűsítése érdekében. — Megvitatta a munkacsoport azt a régebbi javaslatot, hogy a Világszervezet hozzon létre egy számítógépprogram-bankot, de arra a következtetésre jutott, hogy ez gyakorlatilag nem valósítható meg. Azt indítványozta viszont az ülés, hogy a „Meteorológiában használt számítógépes programok katalógusa” című WMO-kiadványban nagyobb részletességgel jellemezzék a különböző programokat.

Végül nagy figyelmet szentelt a munkacsoport az adatfeldolgozással kapcsolatos WMO-kiadványokra. Részletesen megvizsgálta a WMO Adatfeldolgozási Útmutató (Guide) nemrég kiadott első kötetét, s tervet készített azoknak a részeknek a felújítására, amelyek a technika és a módszerek fejlődése következtében máris elavultak. Új fejezetekkel is bővül majd ez a kötet, amelyek a Nemzeti Meteorológiai Központok és a Regionális Meteorológiai Központok tipikus tevékenységének leírását fogják tartalmazni. — Elfogadta a munkacsoport az Adatfeldolgozási Kézikönyv (Manual) szövegtervezetét is. Ez a kiadvány a kód kézikönyvhöz és a távközlési kézikönyvhöz hasonlóan a Szakmai Szabályzat (Technical Regulations) melléklete lesz az ennek megfelelő státussal, s részletes utasításokat fog tartalmazni a tagállamok adatfeldolgozással kapcsolatos tevékenységére vonatkozólag.

Tölgyesi István

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel: 353-500

Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285. Levélcím 1906 Budapest, Pf. 223
Felelős kiadó: Siklósi Norbert igazgató



76.1172 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

Előfizetés: 1 évre 48 Ft, a Meteorológiai Társaság tagjainak 24 Ft. Befizetés a 232-90 171-2494 tagdíjbefizetési számlán
Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán, 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Levélcím
1525 Budapest, Pf. 38. Megjelenik kéthavonként. Egyes szám ára: 8 Ft

INDEX: 26.361

